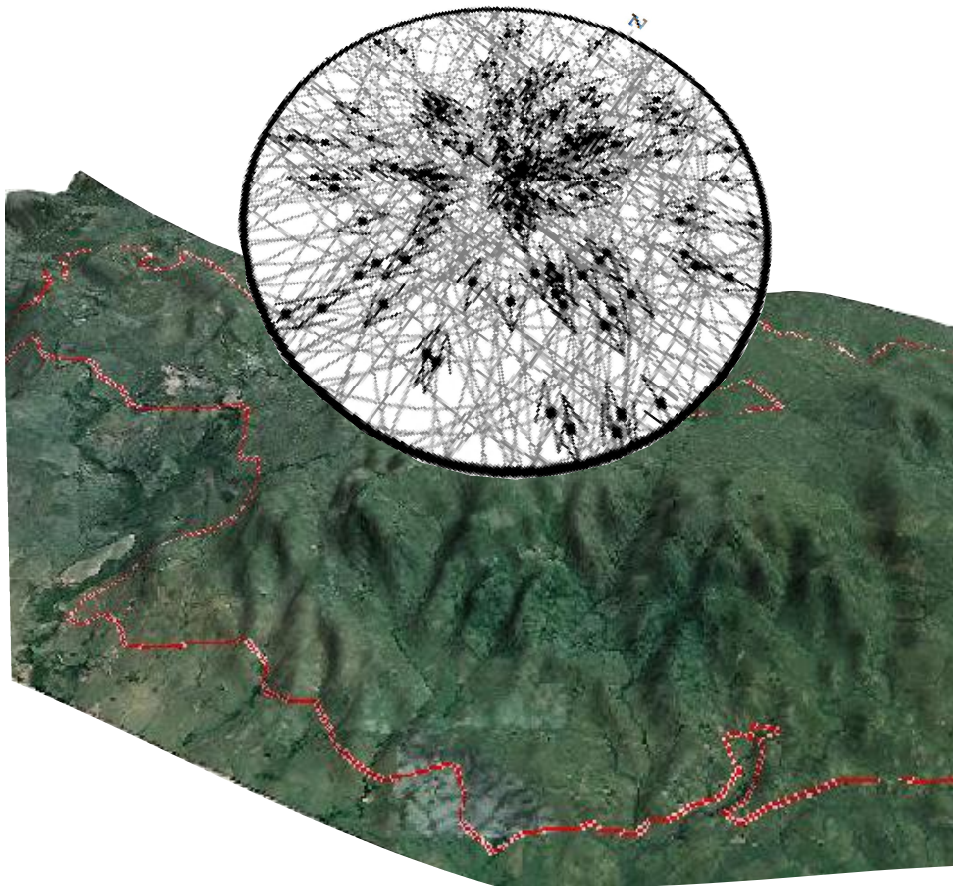


**DEFORMACIÓN FRÁGIL DE LA ISLA CRISTALINA
DE RIVERA (SECTOR CENTRO-OESTE)
Y SU RELACIÓN CON LA
CUENCA NORTE.**



Marcelo Aboy

Tutor: Dr. Enrique Masquelín

DEDICATORIA

A mi Martinucha...la cosita más linda del universo.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mi tutor, el Dr. Enrique Masquelin, por su seguimiento y paciencia ante mi discontinuo avance en la construcción del trabajo y su apoyo para llegar al final del mismo.

También quiero agradecer a la empresa Gladiator Resources Ltda. y Ferrominas (pre-UMG) el invaluable apoyo logístico prestado y a sus autoridades en ese momento, Tim Adams, Martin Jackson, miembros del directorio en Australia y autoridades locales.

No quiero ser injusto ni dejar gente afuera, por lo tanto agradezco en forma general a todos mis compañeros y amigos (dentro y fuera de esta comunidad), que me han dado una mano muy grande y que se merecen mis más grandes elogios, porque al compartir horas de trabajo, buenos momentos, bebidas espirituosas y conversaciones geológicas a las cuales he sabido sacarle provecho, me han acompañado a lo largo de este proceso.

Un agradecimiento especial a Gloria Daners por las muestras en las que tratamos de obtener polen para tratar de acotar temporalmente algunos procesos.

A mi familia, en especial a mis tíos que me han dado una enorme mano en los últimos tiempos.

A todos ustedes mi más grande reconocimiento, un abrazo.

RESUMEN

Se realiza el análisis poblacional de fallas a partir de un conjunto de datos estructurales obtenidos en el sector central de la Isla Cristalina de Rivera, relevados en 34 estaciones de trabajo. Los métodos de análisis poblacional de fallas permiten caracterizar los estados de esfuerzo que fueron responsables de la deformación frágil de una región a través de sus productos: las fallas.

Se pone en práctica un conjunto de metodologías de análisis novedoso para el área de trabajo. Después de procesados los datos se obtuvieron un conjunto de soluciones tensoriales que permitieron agruparlas en soluciones comunes, con el objetivo de hallar campos de paleoesfuerzo regionales.

Se obtuvieron cinco campos de paleoesfuerzos (esfuerzo principal máximo en posición vertical), mostrando direcciones tractivas, NW-SE, NE-SW, N-S y E-W. Adicionalmente, se trataron numéricamente los datos de dos estaciones de trabajo ubicadas en la Cuenca Norte, los cuales aportaron 102 pares de deslizamiento-estría, corroborando los campos hallados y mostrando una clara correlación.

A partir de la integración de información de diferentes fuentes (lineamientos en imágenes de radar, imágenes satelitales Google Earth y levantamiento de 3839 planos de fracturas en 34 estaciones de trabajo), se obtuvieron las principales familias de direcciones a diferentes escalas.

INDICE

Carátula

Dedicatoria

Agradecimientos

RESUMEN

1. Introducción.

1.1	Objetivos.....	1
1.1.1	Objetivos general.....	1
1.1.2	Objetivos específicos.....	1
1.2	Etapas del trabajo.....	2
1.3	Localización y vías de acceso.....	2
1.4	Actividad económica.....	3
1.5	Geomorfología.....	4
1.6	Hidrografía y Orografía.....	5

2 Marco geotectónico y geología de la Isla Cristalina de Rivera.

2.1	Marco geotectónico.....	6
2.2	Historia de la minería.....	8
2.3	Geología.....	9
2.3.1	Correlación geológica.....	9
2.3.2	Cartografía geológica y estructura general.....	11
2.3.3	Complejo Granulítico Valentines - Rivera.....	13
2.3.4	Complejo retrógrado interdigitado con granitoides brasileros.....	16
2.3.5	La Formación Minas de Corrales.....	16
2.3.6	Magmatismo granítico brasileros tardío y posttectónico.....	17
2.3.7	Actividad filoniana.....	17
2.3.8	Sedimentitas paleozoicas de la Cuenca Norte Uruguay.....	18
2.3.9	La Cuenca Norte	18
2.4	Fracturación de la ICR.....	
2.4.1	Morfotectónica.....	21
2.4.2	Relaciones basamento vs. Cuenca Norte.....	21
2.4.3	Registros de fracturación en la ICR y Cuenca Norte.....	22
2.5	Evolución tectónica fanerozoica de la ICR.....	23

3 Análisis de la fracturación.

3.1	Introducción.....	25
3.2	Esfuerzo y Deformación.....	26
3.3	Deformación frágil.....	29
3.4	Fracturación.....	29
3.5	Desarrollo de la fracturación.....	31
3.6	Fracturas y criterio de fracturación.....	31

3.7. Círculo de Mohr.....	32
3.8. Fallas.....	33
3.9. Elementos de las fallas.....	35
3.10. Núcleo y zona de daño.....	36
3.11. Desplazamiento en las fallas.....	38
3.12. Indicadores cinemáticos.....	39
3.13. Crecimiento mineral (fibras minerales) y estilolitos.....	39
3.14. Estrías y surcos.....	40
3.15. Fracturas secundarias asociadas a fallas (fracturas subsidiarias).....	40
3.16. Desplazamiento de marcadores.....	41
3.17. Algunos indicadores de la presencia de una falla.....	41
4. Metodología: Análisis Poblacional de Fallas (APF).	
4.1. Breve evolución histórica de los métodos de APF.....	44
4.2. Clasificación de los métodos de APF.....	45
a) Modelo de fallas conjugadas de Anderson (1951).....	45
b) Métodos geométrico-cinemáticos.....	46
c) Métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott.....	49
d) Métodos basados en el modelo de Reches (1983).....	54
4.3. Aplicabilidad y combinación de los métodos de APF.....	59
4.4. Metodología aplicada.....	61
4.5. Estimación de la calidad de los datos e índice de calidad de los tensores Medios.....	64
5. Resultados	
5.1. Introducción.....	65
5.2. Reconocimiento estructural en el campo.....	65
5.3. Teledetección de lineamientos.....	70
5.4. Estaciones de medida de planos de deslizamiento para el APF.....	74
5.5. Resultados del APF y soluciones tensoriales obtenidas.....	75
5.6 Campos de paleoesfuerzos.....	81
5.6.1. Campo de paleoesfuerzos 1.....	81
5.6.2. Campo de paleoesfuerzos 2.....	82
5.6.3. Campo de paleoesfuerzos 3.....	83
5.6.4. Campo de paleoesfuerzos 4.....	84
5.6.5. Campo de paleoesfuerzos 5.....	85
5.7 Características e índice de calidad del tensor medio asociado a cada campo de paleoesfuerzos.....	86
5.7.1. Tensor medio de paleoesfuerzo 1.....	87
5.7.2. Tensor medio de paleoesfuerzo 2.....	88
5.7.3. Tensor medio de paleoesfuerzo 3.....	88
5.8 Método de los diedros rectos.....	89
6. Discusión y conclusiones.....	92
7. Referencias bibliográficas.....	97
8. ANEXOS.....	107

Índice de figuras:

Figura 1.1. Sector Noreste del Uruguay donde afloran las rocas de basamento de la Cuenca Norte, en la denominada Isla Cristalina de Rivera (línea azul). El recuadro negro muestra la zona de trabajo.....	3
Figura 1.2. Zonación de la media anual de precipitación. (Dirección Nacional de Meteorología).....	4
Figura 2.1. La Isla Cristalina de Rivera en el contexto de la placa Sudamericana (emersa) y sus principales provincias estructurales (Modificado de Schobbenhaus et al.2003).....	6
Figura 2.2. Isla Cristalina de Rivera en el contexto geológico regional (modificado de Oyhantçabal et al. 2012).....	11
Figura 2.3. A) Esbozo de la ICR mostrando sus principales límites fallados y se interpreta como un horst; B) depósitos de la Formación Yaguarí (en negro), claramente controlados por fallas normales de rumbos N100°-110° y N20° (modif. Bossi & Navarro, 1991).....	21
Figura 2.4. Sección geológica de la ICR donde se interpreta el contacto norte producto de una falla normal (Arrighetti et al. 1981; pag.12). Nótese la escasa presencia de la serie detrítica poco metamórfica.....	22
Figura 3.1. Tipos de comportamiento reológico en el perfil de la litosfera litósfera (Alfonso & de Vicente, 2010).....	25
Figura 3.2. A) Elipsoide de esfuerzos principales; B) Elipse de esfuerzo a partir de dos esfuerzos principales y el plano que las contiene (Martínez Catalán, 2006); C: regímenes tectónicos puros en función de los principales esfuerzos (Muñoz & de Vicente, 2005).....	27
Figura 3.3. A: Las cuatro componentes de la deformación observadas a través de la cabeza de un trilobite; B: el cubo de la izquierda está sin deformación, el cubo del centro presenta deformación continua como en A, y el cubo de la derecha presenta de forma simplificada su equivalente aproximado con deformación discontinua (modif. Martínez Catalán, 2008 y Mattauer, 1976).....	28
Figura 3.4. Izquierda: fracturación debida a esfuerzos externos (flechas en rojo: campo de esfuerzos; Fossen, 2010); derecha: modos de fractura (Martínez-Catalán, 2004).....	30
Figura 3.5. A: Circulo de Mohr (Fossen, 2010); B: Microdefectos asociados a la formación de fracturas (Fossen, 2010).....	33
Figura 3.6. A: Modelo de fracturación de Anderson (Alfonso & de Vicente, 2010); B: estructuras mayores creadas por fallamiento; C: tipos de fallas según el movimiento relativo de los bloques (Anderson, 1951); D: elementos de una falla.....	34

Figura 3.7. Esquema conceptual de una zona de Cizalla que relaciona las estructuras, el tipo de roca generado y el régimen (EF: elástico friccional, CP: cuasi-plástico) en función del perfil de la corteza (profundidad y temperatura) (modif.Sibson, 1975).....36

Figura 3.8. Clasificación textural de las rocas de fallas (modif.Sibson, 1977).....38

Figura 3.9. Algunos indicadores cinemáticos contenidos en el plano de falla.....40

Figura 3.10. Principales indicadores cinemáticos en fallas. Leyenda: 1) escala de ocurrencia del indicador: a) microscópica, b) decimétrica, C) métrica; 2) las flechas apuntan la dirección del movimiento del bloque que falta; letras indican el grado de confianza: a) buena, b) regular, c) mala; S: sección; P: plano. (Doblas, 1997).....42

Figura 4.1. Modelo de Anderson (1951) que relaciona esfuerzos aplicados y fallas ideales (Burg, 2015).....46

Figura 4.2. A) Método de Arthaud (1969) para el cálculo de orientación de los ejes X,Y,Z. Izquierda: bloque diagrama que muestra la disposición de los planos M en relación con los planos de fallas; Derecha: procedimiento grafico en proyección estereográfica (semiesfera inferior), (Casas, 1990); B) Diedros rectos. Izquierda: planos en perspectiva; Derecha: planos en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F: plano de falla, A: plano auxiliar, n: vector unitario normal al plano de falla, s: vector unitario de deslizamiento, B: intersección de los planos F y A. P: diedros compresivos, T: diedros extensivos (Muñoz & de Vicente, 2010); C) Procedimiento gráfico de suma de fallas para hallar zonas compatibles en compresión y extensión; (Zalohar, 2015); D) Ejemplo de procesamiento informático del Método de los Diedros Rectos en base al software Drec(de Vicente, 1988); representación con tramas de colores de acuerdo al porcentaje de contabilidad con los ejes de extensión/compresión según dirección; trama azul: máximo compresivo; trama amarilla: máximo extensivo (Muñoz & de Vicente, 2010).....48

Figura 4.3. Mediante la ecuación de Bott (1959) se puede obtener el tensor de esfuerzos. Los cuatro pares de plano de deslizamiento-estría (A, B, C, D) proporcionan el valor de R y la orientación de los esfuerzos principales (Muñoz Martin & de Vicente, 2010).....50

Figura 4.4. A) Ejes de un tensor de esfuerzo solución para una determinada población de fallas (Zalohar, 2015); B) Regímenes de esfuerzo para $R=0$ y $R=1$ en función de cual esfuerzo principal se encuentra en la vertical (Muñoz & de Vicente, 2010); C) Histograma de desviaciones angulares entre estrías teóricas y reales (Zalohar, 2015); D) Circulo de Mohr y criterio mecánico de la solución (Zalohar, 2015).....52

Figura 4.5. Modelo de Deslizamiento. A) Simetría ortorrómbica de la deformación triaxial (Muñoz & de Vicente, 2010); B) Cuadro Buzamiento/Cabeceo de la estría (Antón, 2003); C) Diagrama Dey/k' (Antón, 2003); D) valores de K' y elipsoides de deformación (Antón, 2003)..58

Figura 4.6. A) Esquema bidimensional donde se observa la creación de un campo local (2) como consecuencia de una estructura (falla de gran porte) creada en la actuación de un campo regional (1). Obsérvese la diferente disposición de los estilolitos y venas productos de ambos campos, que puede dar lugar a una errónea asignación de un tensor regional, de no conocerse

su vinculación al tensor regional (1) (de Vicente, 1988). B) Diagrama de Mohr mostrando las diferentes zonas de reactivación y neoformación de planos fallas de acuerdo a los principales esfuerzos (Burg, 2015).....60

Figura 4.7. Diagrama de flujo del proceso seguido para el Cálculo de tensores de paleoesfuerzos en este trabajo.....61

Figura 5.1. A) Rosa de direcciones para los planos de falla obtenidos en las 34 estaciones de trabajo (n=176); B) Rosa de direcciones de juntas y diaclasas obtenidas en las 34 estaciones de trabajo, en la ICR (n=3839).....65

Figura 5.2.a. Presencia de fallas normales en: A) Paredón en Cantera Sobresaliente, vista hacia el NE; B) paredón sobre Ruta 27 y Arroyo. Yaguarí, vista hacia el E.....66

Figura 5.2.b. Fallas normales en; A) Paredón en Courtumé, vista hacia el SW; B) paredón en Cantera de Amarillo (próximo al contacto norte de la ICR/Cuenca, vista hacia el E.....67

Figura 5.3. Relaciones estructurales en el contacto Norte de la ICR con la Cuenca Paraná, y cómo afecta a las rocas circundantes: a) Planos de cizalla cortando a la cuarzo-monzonita de Amarillo y venas pegmatíticas asociadas; b) Desgarres con inyección de cuarzo gris afectando con cataclasis a granitos y milonitas en Cerro Blanco, cerca de Castrillón; c) Capas de lutitas abigarradas con lentes carbonáticos verticalizadas en las cercanías del contacto fallado; d) Areniscas eólicas de Fm. Buena Vista cortadas por sets de fallas con desplazamiento oblicuo (componente de rumbo), al lado de la Cantera de Castrillón.....68

Figura 5.4. Venas fibrosas como elemento diagnóstico de hidrotermalismo y tectónica dilatante. a) Venilla fibrosa de calcita cortando lutitas de la Fm Yaguarí (?) verticalizada en Amarillo; b) Vena fibrosa calcítica de 3 cm, con fibras perpendiculares a la vena, paralela a la estratificación de lutitas grisáceas, en ruta 27 (a la altura de Vichadero); c) Otra toma de la misma vena fibrosa que en (b) mostrando las capas verticales; d) Desplazamientos de planos de cizalla secundarios en la lutita; mismo afloramiento que en (c).....69

Figura 5.5.a. A_1) Imagen de radar con los lineamientos L2 registrados; A_2) Rosa de direcciones de lineamientos observados (n=696).....71

Figura 5.5.b. Lineamientos L2 extraídos de imágenes Google Earth en la zona de trabajo.....72

Figura 5.5.c. A) Rosa de direcciones para lineamientos observados más largos que 100 metros (n=7810); B) Rosa de direcciones para lineamientos observados más largos que 200 metros (n=925).....73

Figura 5.6. Disposición de las estaciones de trabajo en el área central de la Isla Cristalina de Rivera. En color ocre se representa las sedimentitas de la Cuenca Norte Uruguay, en color blanco el reciente y actual, y la imagen de radar en gris representa la Isla Cristalina de Rivera indiferenciada (basamento, granitos intrusivos y primera cobertura).....74

Figura 5.7. Ubicación de las estaciones San Gregorio y Melo con referencia a la ICR. En ocre, las sedimentitas de la Cuenca Norte Uruguay.....75

Figura 5.8. Diagramas de densidad de la orientación de los ejes principales de esfuerzo para las soluciones tensoriales obtenidas a través del Método de Inversión de Esfuerzos. Contornos dibujados a intervalos de 5 %. Izquierda: diagramas obtenidos con los datos de las estaciones de la ICR; derecha: diagramas obtenidos con los datos de las estaciones Melo y San Gregorio, ubicadas en el sur del sector oriental de la Cuenca Norte Uruguay. Nótese la convergencia de las soluciones.....	78
Figura 5.9. Agrupación en campos de esfuerzo de las soluciones tensoriales halladas.....	80
Figura 5.10. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicados por las soluciones tensoriales, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo para cada subpoblación (T1 y T1').....	81
Figura 5.11. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicados por este tensor, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones asignadas a T2.....	82
Figura 5.12. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicada, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones asignadas a T3 y T3'	83
Figura 5.13. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicada, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones asignadas a T4 y T4'	84
Figura 5.14. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicada, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones asignadas a T4 y T5'	85
Figura 5.15. Características principales del Tensor medio asociado a la población de fallas pertenecientes al campo 1. A) fallas explicadas y posición de los ejes del tensor medio obtenido; B) Diagrama de diedros rectos para esta población; C) Rosa de orientación de los planos de deslizamientos explicados por el tensor medio; D) desviación de estrías teóricas y calculadas; E) Proyección de los planos de deslizamiento en el diagrama de Mohr.....	87
Figura 5.16. Características principales del Tensor medio asociado a la población de fallas pertenecientes al campo 2. A) fallas explicadas y posición de los ejes del tensor medio obtenido; B) Diagrama de diedros rectos para esta población; C) Rosa de orientación de los planos de deslizamientos explicados por el tensor medio; D) desviación de estrías teóricas y calculadas; E) Proyección de los planos de deslizamiento en el diagrama de Mohr.....	88
Figura 5.17. Características principales del Tensor medio asociado a la población de fallas pertenecientes al campo 3. A) fallas explicadas y posición de los ejes del tensor medio obtenido; B) Diagrama de diedros rectos para esta población; C) Rosa de orientación de los planos de deslizamientos explicados por el tensor medio; D) desviación de estrías teóricas y calculadas; E) Proyección de los planos de deslizamiento en el diagrama de Mohr.....	89

Figura 5.18. Balones de playa (representación visual de los diedros rectos) para las distintas soluciones tensoriales de los campos de esfuerzo reconocidos.....	91
Figura 6.1. Reproducción parcial de Mapa de trayectoria de esfuerzos definido por la dirección de máxima compresión horizontal [$\sigma_{HM\acute{a}x}$] (CSN, 1998).....	92
Figura 6.2. Bloque diagrama de la ICR, representando una posible interpretación de la estructuración adquirida como resultado de la tectónica de rumbo, de posible edad Cenozoica ($\dot{\epsilon}$).....	94
Figura 6.3. A) Foto tomada en forma perpendicular al contacto norte de la ICR, al SE de la Cantera de Castrillón. B) Sedimentitas de la Formación Mangrullo verticalizadas junto al contacto norte de la ICR, sobre ruta 27 a 7.5 km. al noroeste de la localidad de Vichadero..	95
Figura 6.4. A) Sedimentitas de la Formación Yaguarí verticalizadas junto al contacto norte de la ICR en la zona de Castrillón; B) Venilla de cuarzo deformada cortando lutitas (¿permotriásicas?).....	96

Índice de tablas:

Tabla 5.1. Presencia de direcciones de fracturamiento y planos de deslizamiento, según el abordaje; 1: direcciones principales; 2 a 4: direcciones secundarias en orden de presencia.....	70
Tabla 5.2. Resultados parciales de la aplicación de los métodos deAPF para los datos pertenecientes a las estaciones en la ICR, estación Melo y San Gregorio(tabla completa en el Anexo 1).....	76
Tabla 5.3. Orientaciones de los ejes principales en las soluciones tensoriales y familia de tensor asociados (Campos de esfuerzo).....	79
Tabla 5.4. Índice de Calidad para los tensores medios hallados según Simón et al. (1996).....	86
Tabla 5.5.Resultados analíticos del método de los diedros rectos.....	90

1. INTRODUCCION.

La Isla Cristalina de Rivera (ICR; Marstrander, 1915) es un alto de basamento cristalino aflorante en medio de la sedimentación “*gondwánica*” de la Cuenca de Paraná, localmente conocida como “*Cuenca Norte Uruguay*” (De Santa Ana, 2003). Este basamento ígneo-metamórfico estuvo involucrado en varios eventos de deformación desde el Paleoproterozoico (Oyhantçabal et al., 2011; entre otros). Su evolución tectónica abarcó un lapso muy extendido, incluyendo el último proceso de exhumación a profundidades rasas, durante el cual se desarrolló un sistema de horst y graben, probablemente desde finales del Paleozoico, y que configura las actuales relaciones estructurales entre las rocas cristalinas de basamento y su cobertura permotriásica.

Se considera que es de utilidad conocer la tectónica frágil, los arreglos de falla y las estructuras asociadas para tratar de determinar la vinculación de la fracturación y los fluidos, sobre todo en una zona que comprende el mayor distrito minero de Uruguay. Se aborda el estudio de la deformación discontinua que ha sufrido esta región en condiciones de corteza superior, desde el análisis estructural geométrico y la determinación de los paleoesfuerzos posibles. No obstante, la paleodinámica responsable por los planos de deslizamiento es difícil de establecer, dado que los esfuerzos causantes ya no existen y no se pueden medir directamente. Tan solo pueden ser inferidos por inversión, a través de pares conjugados de fallas, y de manera estadística.

Con el objetivo de brindar una aproximación a las condiciones paleo-tensoriales generadoras de los planos de deslizamiento registrados, se realizó el estudio de una población de fallas, obtenidas en un conjunto de estaciones de muestreo en el área central de la ICR. De esta forma, se obtuvieron un conjunto de soluciones tensoriales, las cuales pudieron ser reunidas en al menos cinco campos de paleoesfuerzo, que fueron luego caracterizados.

Los métodos de análisis poblacional de fallas constituyen una herramienta muy valiosa a la hora de obtener información de los esfuerzos que actuaron en el pasado. En este sentido se pretende hacer un aporte al estudio de la fracturación a escala mesoestructural, tratando de obtener alguna “pieza” de la evolución cinemática y dinámica de la región.

1.1. Objetivos.

1.1.1. Generales:

Este trabajo pretende abordar a través del Análisis Poblacional de Fallas, la búsqueda de los tensores de paleoesfuerzos que han actuado en la Isla Cristalina de Rivera.

1.1.2. Específicos:

1. Verificar si existe una correlación entre las soluciones de paleoesfuerzo obtenidas para el área central de la ICR y las de la Cuenca Norte.

2. Realizar una síntesis del conocimiento geológico estructural de la Isla Cristalina de Rivera.

3. Realizar una breve descripción de la deformación frágil y sus productos.

1.2. Etapas del trabajo.

Para la elaboración del trabajo y el cumplimiento de los objetivos, se llevaron a cabo un conjunto de etapas sucesivas y relacionadas entre sí:

- 1) Etapa preliminar de gabinete, en la cual se procedió a la revisión y análisis de los antecedentes tanto local como regional.
- 2) Fotointerpretación del área de trabajo, mediante el uso de imágenes Google-Earth, para obtener información sobre lineamientos y datos geográficos.
- 3) Etapa de campo para la colecta de datos estructurales en las estaciones de trabajo y el mapeo litológico del área de trabajo.
- 4) Etapa de gabinete donde se procesó toda la información recabada en las etapas anteriores.
- 5) Integración de datos e interpretación de toda la información obtenida en el desarrollo del proyecto.
- 6) Elaboración del presente trabajo escrito.

1.3. Localización y vías de acceso.

El área de trabajo se localiza en la zona central de la Isla Cristalina de Rivera, en el Departamento de Rivera (Figura 1). La zona de estudio queda delimitada mediante un polígono con los siguientes vértices (Proyección Transversal Mercator - Gauss Kruger; elipsoide Hayford 1924; Datum Yacaré en metros; meridiano de contacto: 500.000 m):

$X_1 = 523800/6516600$

$X_2 = 577300/6516600$

$X_3 = 577300/6477600$

$X_4 = 523800/6477600$

Allí se ubicaron las estaciones de trabajo con relevamiento litológico y estructural.

El Departamento de Rivera está ubicado en el Noreste de Uruguay. Cuenta con una población total de 103493 habitantes (INE, 2011) y una superficie de 9370 Km². La capital es la ciudad de Rivera ubicada a 501 km de Montevideo por la ruta nacional N° 5, que corre de sur a norte. Los centros urbanos más relevantes con excepción de la capital son: Tranqueras con 7235 habitantes, Minas de Corrales con 3788 habitantes, y Vichadero con 3698 habitantes. Minas de Corrales y Vichadero se sitúan sobre la Isla Cristalina de Rivera. Vichadero conforma el centro urbano que se encuentra a mayor altitud del país (241 m).

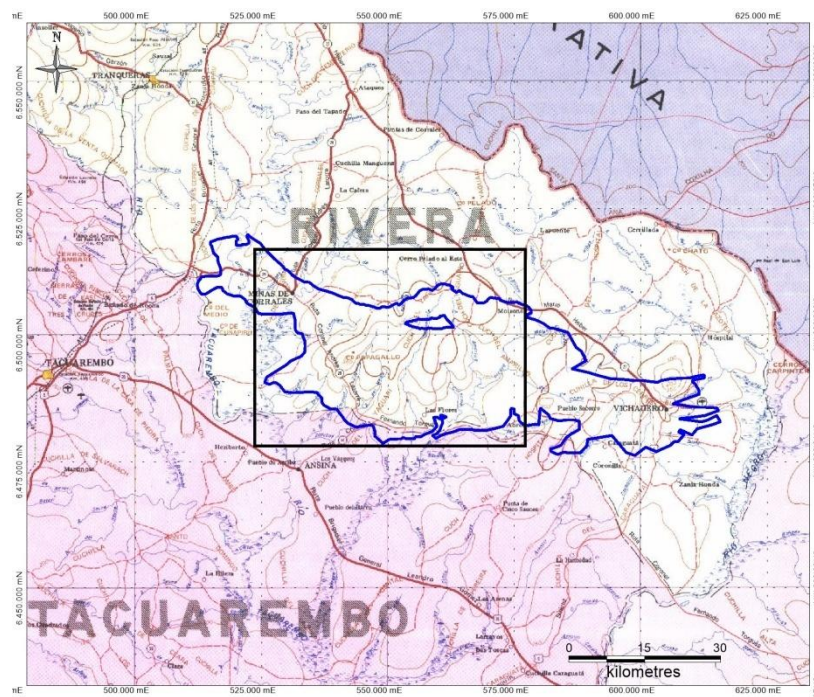


Figura 1.1. Sector Noreste del Uruguay donde afloran las rocas de basamento de la Cuenca Norte, en la denominada Isla Cristalina de Rivera (línea azul). El recuadro negro muestra la zona de trabajo.

1.4. Actividad económica.

El departamento de Rivera presenta el desarrollo de actividades agrícolas (maíz, arroz y soja principalmente) y ganaderas (vacunos, bovinos y porcinos) de forma extensiva. Se agregan a éstas productos especializados, tales como el cultivo de tabaco, sandía (Tranqueras) y pequeñas áreas lecheras, en la zona cercana a la ciudad de Rivera.

Desde la última década del siglo XX se viene observando el crecimiento de áreas forestales, que ya en 2009 ocupaba 11% de la superficie departamental. El desarrollo industrial, es escaso y está vinculado principalmente a las actividades tabacaleras, lecheras, madereras y mineras (extracción y tratamiento de la mena aurífera).

En los últimos años, el departamento ha presentado el desarrollo de un sector de servicios, situado principalmente en la Ciudad de Rivera (free-shops, turismo, funciones político-administrativas y abastecimiento).

Usando la clasificación climática de Koeppen (<http://meteorologia.fcien.edu.uy/Curuguay.html>) el territorio uruguayo presenta un clima templado, moderado y lluvioso (tipo C), temperie húmeda (tipo f) y una variedad específica de temperatura tipo a. En la escala de este autor nuestro clima se clasifica como “Cfa”.

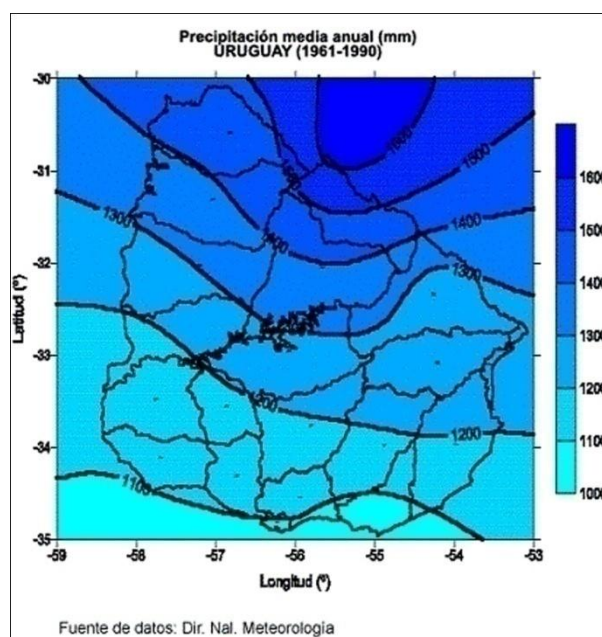


Figura 1.2. Zonación de la media anual de precipitación. (Dirección Nacional de Meteorología).

El clima de Uruguay se localiza en la zona subtropical del continente sudamericano, teniendo variaciones poco significativas en cuanto a temperatura y precipitaciones, dado la ausencia de grandes sistemas orográficos. Presenta un valor anual medio de precipitaciones de 1300 mm acorde al esperado para este tipo de clima, con valores mínimos de 1000 mm, en el Sur, y valores máximos de más de 1500 mm, en el Noreste. En un período interanual las precipitaciones presentan un comportamiento variable, con períodos de sequía, entre los que se destacan los de los años 1964-65, 1988-89, 1999-2000, y 2008; y períodos de intensa precipitación entre los que se destacan los años 1959, 1977, 1983 y 1997-98.

Presenta dos grandes períodos estacionales, cálidos y fríos. El período cálido corresponde a los meses que van desde setiembre a febrero, y el período frío abarca el intervalo marzo-agosto. La temperatura media anual es 17°C, variando de unos 20°C en la zona Noroeste hasta unos 16°C en la costa atlántica. El Departamento de Rivera presenta una temperatura media de 18,5°C, con escasa a nula influencia oceánica.

La humedad relativa media anual se encuentra entre el 70 y 75 % a nivel nacional, variando de una media de 80 % en julio (el mes más húmedo) a una media de 65 % en enero (el mes más seco).

1.5. Geomorfología.

Debido al pequeño territorio del país y la ausencia de accidentes geográficos mayores, existe un clima relativamente uniforme, por lo que el modelado del relieve responde mayormente al marco estructural preexistente y contrastes de resistencia litológicos (Panario, 1988). En Rivera, existen tres regiones morfoestructurales principales: (i) Al Noroeste, se encuentra la escarpa basáltica de tipo “plateau”, con frente al Este, con desarrollo de fuertes pendientes y suelos fértiles poco profundos (a excepción de las zonas de acumulación); (ii) en el centro-sur, se encuentran las cerrilladas y lomadas del Este, orientadas WNW (Sierras del Este e Isla Cristalina de Rivera), conformadas por basamento precámbrico, e intensamente peneplanizadas; (iii) en su borde occidental, un conjunto de cerros testigo mesetiformes, relictos de erosión en paleoclima árido, que afectan principalmente a los estratos mesozoicos en el tope (e.g., Cerro Cuñapirú), cubiertos por basalto, o pérmicos en la base (e.g., Cerro Mangrullo). Otras elevaciones mesetiformes, cuarteadas y pedregosas (e.g., Cerro Cuaró), al Sur de la ICR, son la exposición rasa de filones-capa doleríticos resistentes, por encima de capas del Paleozoico superior (Formación Mangrullo). En el resto del departamento, la Cuenca Norte, está parcialmente cubierta por depósitos cenozoicos (incluso eólicos; e.g. Formación Las Arenas; loess pampeano), o por depósitos aluviales del sistema fluvial correspondiente a

los afluentes de los ríos Negro y Tacuarembó, desarrollando una llanura sedimentaria algo pantanosa, de suelos profundos y medianamente fértiles (salvo cuando se desarrollan acumulaciones arenosas).

1.6. Hidrografía y Orografía.

Siendo la divisoria de aguas las cuchillas Negra y de Santa Ana (límites con Brasil), la red de drenaje principal confluye con direcciones predominante Norte-Sur; Noroeste-Sureste y Noreste-Suroeste. El principal curso de agua es el Río Tacuarembó (afluente directo del Río Negro). Entre los tributarios principales del Río Tacuarembó que afectan la geomorfología en la vecindad de la Isla Cristalina de Rivera, de Oeste a Este, encontramos los arroyos: Cuñapirú (con sus afluentes: Corrales y Laureles), Yaguarí (con sus afluentes: Carpintería y Amarillo) y Caraguatá (con su afluente: Coronilla).

Las cotas más altas en la orografía de Rivera y Tacuarembó se encuentran en el sector Este de la Cuchilla de los Cerros Blancos (Este de la “Isla Cristalina”, al Norte de la localidad de Vichadero) donde hay más de 370 metros sobre el nivel del mar, y, las cotas más bajas, se encuentran por debajo de los 150 metros sobre el nivel del mar en el centro-Oeste del departamento (planicie del propio Río Tacuarembó).

2. MARCO GEOTECTÓNICO Y GEOLOGÍA DE LA ISLA CRISTALINA DE RIVERA

2.1. Marco geotectónico.

El continente sudamericano tiene provincias geocronológicas y estructurales que representan antiguas áreas cratónicas, paleocuevas sedimentarias y cinturones orogénicos precámbricos. Estos dominios constituyen un mosaico de diferentes unidades tectono-estratigráficas yuxtapuestas. Las rocas más antiguas datadas pertenecen al Paleo-Arqueano hace 3,5 Ga (Núcleo Guayánico, en el Cratón Amazónico), pero algunas edades modelo T_{DM} (Nd) indicarían una extracción mantélica todavía más antigua (Fuck et al., 2001). La actual “Plataforma Sudamericana” (Almeida et al., 1976) constituye una de las piezas principales del Gondwana dispersado, presentándose como un escudo precámbrico de antepaís, respecto de los cinturones orogénicos Andes y Caribe (Cordani & Sato, 1999; Schobbenhaus et al. 2003).

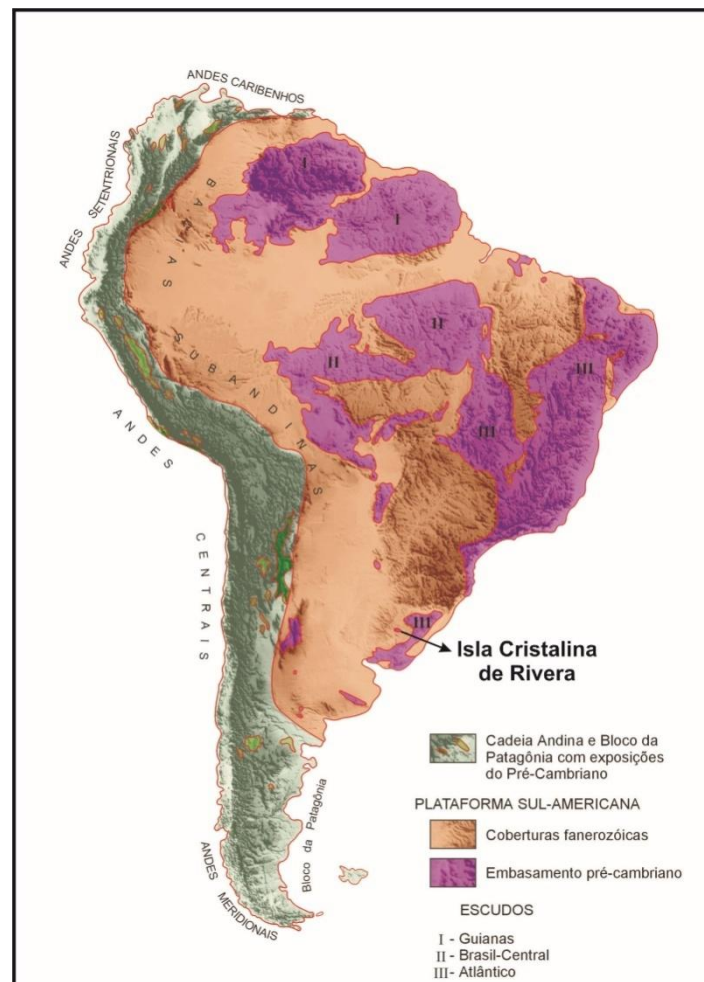


Figura 2.1. La Isla Cristalina de Rivera en el contexto de la placa Sudamericana (emersa) y sus principales provincias estructurales (modif. Schobbenhaus et al., 2003).

La evolución geotectónica previa de estos dominios habría transitado por una amalgamación de masas continentales en el Mesoarqueano, hasta su posterior dispersión en

el Neoarqueano, para luego generar una nueva orogenia acrecional y colisional en el Paleoproterozoico, amalgamación ésta conocida como orogénesis del “Ciclo Transamazónico” para configurar entonces el Supercontinente “Atlántica” (Hartmann, 1998). Nuevamente se produciría una dispersión continental, en el Paleoproterozoico medio, lo cual queda sugerido por las intrusiones anorogénicas de tipo *rapakivi*, diques y filones – capa máficos, sedimentación continental y transgresiones marinas poco profundas (Estatheriano; 1,8-1,7 Ga.).

El siguiente período de amalgamación tuvo lugar al final del Paleoproterozoico, donde hubo creación de nuevos cinturones orogénicos de colisión / acreción, produciendo magmatismo, deformación y metamorfismo vinculados a la creación del Supercontinente Rodinia. Entre el Mesoproterozoico y el Neoproterozoico ocurrió la ruptura y dispersión de Rodinia, generando nuevas cuencas oceánicas, tales como el “Océano Charrúa”.

En el Neoproterozoico tardío (ca. 580 Ma), se produjo el cierre definitivo del último océano del ciclo, el “Adamastor” (Porada, 1979), a través de la colisión y amalgamación final brasiliana- panafricana, por acreción de fragmentos continentales de origen diverso, arcos magmáticos y restos oceánicos, a través de una deformación diacrónica y compleja, para constituir el Gondwana Occidental. Esta amalgamación final quedó registrada en las distintas unidades cratónicas que componen la placa sudamericana.

El Gondwana perduró en la región hasta su dispersión y la apertura del Océano Atlántico, comenzando desde el Jurásico (ca. 200 Ma). Luego, en un período corto de tiempo, y facilitado por esa extensión cortical dominante y una pluma mantélica localizada, se emplazó rápidamente el magmatismo basáltico toleítico de la Gran Provincia Magmática “Paraná-Etendeka” (ca. 130 Ma). Al mismo tiempo, se desarrollaba las cuencas de margen pasiva uruguaya, a partir de un *rift*, que luego fue rellenado por sedimentitas mesozoicas.

Hartmann et al. (1998) proponen una evolución geotectónica, para el Sur de Brasil y Uruguay, entre 3,3 Ga y 470 Ma, basándose en nuevas edades U-Th-Pb en circón (SHRIMP). Identifican la génesis de las primeras rocas continentales en el entorno de 3,3 Ga; el principal ciclo de deformación y generación de rocas fue el Ciclo Transamazónico. Luego, hubo un gran período de estabilidad tectónica, entre 2,0 y 1,0 Ga, el cual fue interrumpido por la activación tectónica convergente a partir del Neoproterozoico inferior. Durante el Ciclo Brasiliano, se registraría acreción juvenil de arcos magmáticos, retrabajamiento cortical y finalmente endurecimiento y localización de la deformación a lo largo de zonas de cizallamiento transcurrente, las que recortarían la región entre 631 y 560 Ma.

La ICR se encuentra enclavada en un basamento paleoproterozoico con edades de metamorfismo en 2,05 Ga, en contacto con el borde retrabajado del Cratón del Río de la Plata (Almeida et al., 1973). Ese terreno presentaría rocas paleoproterozoicas y arqueanas, siendo adosado a ese cratón durante el Neoproterozoico (Oriolo et al., 2016). Las evidencias internas de retrabajamiento tectónico y magmatismo hasta el final del Neoproterozoico muestran que el último evento orogénico brasiliano fue dominante, aunque localizado, dejando como característica constante, la impronta regional de abundante magmatismo granítico intrusivo y fuerte retrabajamiento tectónico y retrometamorfismo.

Por último, los eventos extensionales y contraccionales, ocurridos durante el Fanerozoico, van a dejar el registro de la tectónica frágil más reciente en las rocas de la ICR, la cual podría ser asignada groseramente a la actividad desarrollada desde el comienzo de la apertura del océano Atlántico Sur.

2.2. Historia de la minería.

La introducción de la ganadería por Hernandarias, en el siglo XVII, en las llamadas “Misiones Jesuíticas Orientales” (luego “Banda Oriental”), pretendió transformar las “tierras sin ningún provecho” de esa región, atestiguando así sobre el concepto de escasez en metales o piedras preciosas que se tenía de esta provincia (Chirico, 1987). Los tratados de fronteras del siglo XVIII, entre los reinos de España y Portugal, solo sirvieron para incentivar el contrabando de ganado por algunos lusitanos de Rio Grande, acostumbrados a transgredir fronteras muy mal controladas. Del lado español, la Compañía de Jesús fundó varios centros de colonización, con la idea de “poblar la frontera para defenderla”. Los “Siete Pueblos de las Misiones” prosperaron económicamente, y en algunas de sus estancias o “Tupambaé” se habrían encontrado pepitas de oro, en particular, en las zonas de Caçapava y Lavras do Sul,¹ las que entonces aún estaban situadas en la Banda Oriental (Chirico, 2005). Luego del “Tratado de San Ildefonso” (1777) y la expulsión de los Jesuitas, estas tierras de “Lavras” quedaron exactamente en el nuevo límite fronterizo (Xavier, 1991), siendo explotadas por cateadores provenientes de Minas Gerais, quienes obtuvieron un escaso rendimiento (Bankart, 1869; Avé Lallemant, 1884).

Hacia 1770, la región de Cuñapirú- Vichadero habría comenzado a ser explorada por los españoles, en busca de cobre (Godoy et al., 2009). Posiblemente, el oro de Los Corrales ya fuera conocido desde fines del siglo XVIII por los jesuitas (Bankart, 1869). Algunos exploradores hacen mención de la venida de bandeirantes y cateadores, cuya metodología sugiere que se trataría de mineros “empíricos” de oro en placeres (Chirico, 2005). Según Nin Reyes (1860), había en el Arroyo Cuñapirú “...una arenilla aurífera que se extrae frecuentemente por alguno que otro explorador afortunado que persevera en buscarla en la misma sílice, haciendo excavaciones más o menos profundas”. No obstante, el primer documento encontrado sobre explotación informal de oro es de 1820, publicado en el “Jornal do Rio de Janeiro” (Lamas, 1850, *apud* Aznarez, 1989 y Ellis, 1993), sobre el hallazgo de pepitas en el Arroyo Corrales, por el peón de campo y bateador, José Suárez (Bankart, 1869; James, 1890). Hacia 1830, Suárez era secundado por paulistas. Para entonces, cateaban al Noroeste del Cerro Blanco y en las cercanías del arroyo Zapucay. Esta explotación se habría mantenido incógnita de no ser porque este bateador fue asaltado, en 1843, y su secreto, descubierto (Chirico, 2005). Mientras tanto, se debe a Lenoble (1848) la primera referencia a “vetas de cuarzo auríferas”.

El basamento cristalino de la ICR representa históricamente la provincia metalogénica más importante del país en los prospectos, no solo de oro, sino también de hierro y manganeso. La minería organizada en la ICR ha sido documentada desde mediados del siglo XIX (Barrial Posada, 1890). Presenta antiguas explotaciones auríferas y de manganeso. El 20 de Julio de 1852, Nin Reyes denunció varias minas situadas entre el Arroyo Cuñapirú y el Arroyo Corrales, entre el Arroyo Corrales y el Arroyo Yaguarí y en la zona próxima a Cerros Blancos (Acevedo, 2007). El primer complejo industrial minero se crea en 1879 con la “Compañía Francesa Minas de Oro del Uruguay”, que operó desde esa fecha hasta 1914, explotando 28 minas en la zona de Cuñapirú. En 1881 se inaugura allí una de las primeras usinas eléctricas del continente. El desarrollo de la actividad industrial-minera concentró la población principalmente en Santa Ernestina y Cuñapirú, un Censo en 1895 indicaba una población

¹ La búsqueda y descubrimiento de oro, plata, cobre y zinc, se llevó a cabo en la región de las Lavras do Sul, lo que atrajo a colonizadores portugueses, belgas y españoles, hacia el final del siglo XVIII (extraído de Wikipedia).

cercana a los cuatro mil habitantes. Las compañías se sucedieron entre éxitos y fracasos, y, ya iniciado el siglo XX, con el estallido de la primera guerra mundial, se da por terminada la actividad en el cuadrángulo minero conformado por Cuñapirú, Santa Ernestina, San Gregorio y Minas de Corrales. El cierre de todas estas minas se intentó revertir en la dictadura de Terra, quien encomienda a UTE, por medio de la Ley N° 9456 a efectuar la explotación minera “*que estimara conveniente y proceder a su industrialización*” (Acevedo, 2007). Esta situación duró casi cinco años y nuevamente se produciría un hiato de más de cinco décadas, llegando hasta la mitad de la última década del siglo XX con la instalación del proyecto “*Minera San Gregorio*” (Grupo *Uruguayan Mineral Exploration Inc.*; UME).

Desde 1997, la empresa UME explota la única mina de oro en producción. La operación en la Mina San Gregorio comprendió varias minas a cielo abierto y una planta de proceso. El sistema mineralizado cubre una zona de fallas a lo largo de 7 km, con tres grandes depósitos identificados hasta el presente: Arenal, San Gregorio y Santa Teresa, los que en su conjunto produjeron más de 800.000 onzas desde 1997 a la fecha (Fuente: *Orosur Mining*, 2011).

El conocimiento geológico de la ICR siempre ha estado ligado al desarrollo de la minería, y, por lo tanto, avanzó mucho más que el de otras regiones no mineras de Uruguay.

2.3.Geología.

2.3.1. Correlación geológica.

Las islas cristalinas de Rivera y Aceguá constituyen altos de basamento cristalino aflorantes en la Cuenca Norte (De Santa Ana et al., 2006). A lo largo del tiempo, hubo numerosos intentos de correlación geológica de la ICR con áreas aledañas de basamento cristalino expuesto. Las correlaciones más generales vinculan su geología, tanto a la región de Valentines (Goñi et al., 1962; Bossi et al., 1965; Bossi, 1966) como al “*Escudo Sul-Riograndense*” (cf. Carvalho, 1932; Ribeiro & Fantinel, 1978; Soliani Jr., 1986; Chemale Jr., 2000). La primera correlación geológica entre el Norte de Uruguay y el Sur de Brasil se debe a Goñi et al. (1962). Estos autores definen al “*Grupo Cambaí*” (redefinido “*Complexo Cambaí*”; Issler, 1983) para dar nombre a una unidad de migmatitas, gneises y granitoides, situada en el dominio occidental del Escudo Sul-Riograndense, en contraposición a una faja de rocas supracorticales de bajo grado metamórfico (“*Formación Vacacaí*”). Goñi (1962) establece una similitud geológica entre la “*región cristalina de Vichadero*” (ICR) y la “*región de Lavras do Sul*” (Rio Grande del Sur), en la que afloran rocas metamórficas de alto grado, y considera que ambas habrían sido afectadas por el mismo ciclo orogénico. Posteriormente, Nardi & Hartmann (1979) descubren rocas de facies granulita y definen el “*Complejo Granulítico Santa María Chico*”, situándolo al Suroeste de Lavras do Sul, en las puntas del arroyo de mismo nombre (Rio Grande del Sur). En la ICR, rocas de facies granulita no son mencionadas sino hasta el trabajo de Arrighetti et al. (1981), colocadas dentro de un complejo basal que es incluido en el llamado “*zócalo de la cuenca del Río de la Plata e Isla Cristalina de Rivera*” (Preciozzi et al., 1985). A continuación, se correlacionan las rocas consideradas de facies granulita de la ICR con las del “*Complejo Granulítico Santa María Chico*” (Masquelin, 1993).

Por otra parte, Bossi & Navarro (1989) consideran que la geología de la ICR es equivalente “*hasta en los más mínimos detalles*” a la que se desarrolla en la región de Valentines. Además, proponen tentativamente la existencia de un “*núcleo primitivo*” de edad

mayor a 2000 Ma, en el que incluyen a la ICR, aunque esta idea ya había sido esbozada por Ferrando y Fernández (1971), al comparar las regiones de “Cerro Chato-Valentines” e “islas cristalinas de Cuñapirú-Vichadero” y “Aceguá”. Posteriormente, al separar los grandes dominios estructurales del Escudo Uruguayo, Bossi & Campall (1993) sitúan a la ICR dentro del dominio central, al que denominan “Terreno Nico Pérez”.

Otros autores sugieren una correspondencia general entre la ICR, la región de Valentines y el llamado “*Bloco Taquarembó*” (Naumann et al., 1984), lo cual incluye al Complejo Granulítico Santa María Chico (Nardi & Hartmann, 1979; Cordani & Soliani Jr., 1990; Monteiro, 1990; Masquelin, 2006). Estos autores consideran una historia en común para ambas regiones, proporcionada por el registro de los dos grandes eventos superpuestos: (i) el Ciclo Transamazónico y (ii) el Ciclo Brasileño. La orogénesis del Ciclo Transamazónico afectó a las rocas por un metamorfismo regional de grado medio a alto (facies anfibolita a granulita) y deformación dúctil. En ambos casos, se identificaron ortogneises paleoproterozoicos de protolito granítico. Monteiro et al. (1991) también indican correspondencia y evolución compartida de la ICR y el bloque Tacuarembó de Naumann et al. (1984). Masquelin (1990) denomina a la ICR como la “*Provincia Aurífera de Rivera*” y establece una correlación regional, resaltando que en ambos lugares (ICR y “*Bloco Taquarembó*”), ocurren idénticas asociaciones litológicas.

Por otro lado, el Ciclo Brasileño dejó una impronta similar en ambos basamentos, con intrusiones magmáticas de composición semejante, incluyendo granitos calcoalcalinos porfiríoides, diques de andesita, lamprófido y microgranito. Ambos registran metamorfismo de contacto e hidrotermal, así como también idénticas relaciones con un magmatismo efusivo semejante al de la Cuenca de Camaquã (Rio Grande do Sul). Finalmente, también desarrollan zonas de cizalla dúctiles NW-SE (zonas de cizalla de Ibaré y Rivera, respectivamente; Fig. 2.2).

Ellis (1998) correlaciona las cuarcitas magnetíticas del basamento de la ICR con las de Valentines, y las del Complejo Granulítico Santa María Chico. También menciona una posible correlación con rocas supracrustales paleoproterozoicas del Complejo Buenos Aires, en Tandilia (Dalla Salda, 1981). No obstante, en este último no se han encontrados BIFs.

Masquelin (2006) divide el Escudo Uruguayo en tres dominios principales y ubica la ICR en el Dominio Central, el cual cuenta con una estructuración compleja con rocas de edades Arqueanas hasta Cámbricas y una historia tectono-metamórfica poliorogénica. La ICR presenta una unidad basal compuesta por un complejo metamórfico de alto grado, una secuencia supracortical poco deformada e intrusivos neoproterozoicos.

Finalmente, Oyhantçabal et al. (2011) sugieren que el Terreno Nico Pérez debería considerarse alóctono al Cratón del Río de la Plata, debiendo redefinirse sus límites y asignarse el cratón exclusivamente al Terreno Piedra Alta (Uruguay). El Terreno Nico Pérez, en realidad, es una amalgamación de bloques más pequeños y fajas miloníticas, con una compleja evolución tectónica, edades de cristalización magmática que van desde arqueanas hasta neoproterozoicas, lo que también se expresa en las edades TDM (Nd) de extracción mantélica, tanto en granitos como en milonitas, así como en las edades de cristalización (U-Pb SHRIMP en circón) que no son observadas al Oeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY). Debido a la proximidad geográfica, similitud geológica, estilo metamórfico y edades semejantes, estos autores proponen que el basamento del Bloque Tacuarembó (Naumann et al., 1984) debe ser considerado como la prolongación del Complejo Granulítico Valentines - Rivera de Uruguay.

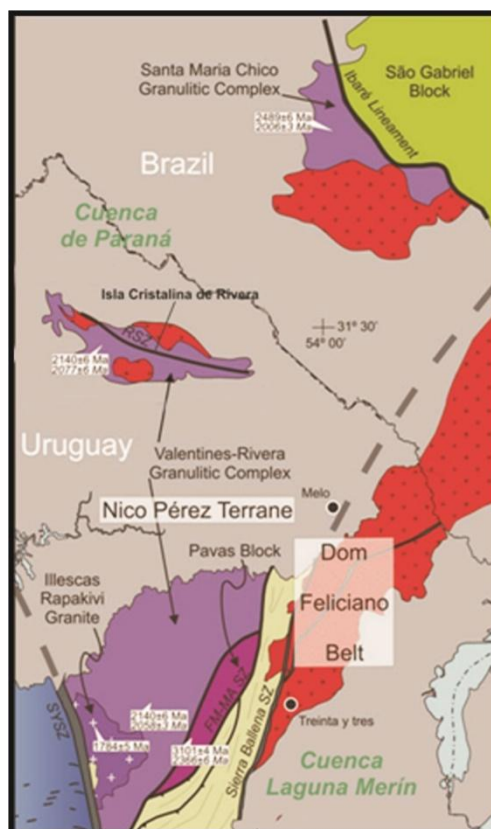


Figura 2.2. Isla Cristalina de Rivera en el contexto geológico regional (modificado de Oyhançabal et al. 2012).

2.3.2. Cartografía geológica y estructura general.

En materia cartográfica, Steinmann (1892) pudo haber realizado el primer mapa haciendo figurar a la ICR. Luego, Guillemain (1910) esbozó un mapa más aproximado, pero en el que la ICR estaba alargada N-S. Por otra parte, el mapa geológico de América del Sur de Du Toit (1927) representa correctamente la forma y orientación de la ICR (Ellis, 1998). Finalmente, los mapas de Caorsi (1957) y Bossi et al. (1975) ya colocan la forma, orientación y dimensiones correctas de las islas cristalinas de Rivera y Aceguá. Ferrando y Fernández (1971) también orientan las islas cristalinas de “Cuñapirú-Vichadero” y “Aceguá” con rumbo general N70°-80°W. Por último, Quadros (2000) presenta un mapa con igual orientación, pero con forma bastante diferente del presentado en el Mapa Geológico del Uruguay escala 1:500.000 (Preciozzi et al., 1985) y de otros mapas.

La definición de “*isla cristalina de Rivera*” se debe probablemente al geólogo noruego Rolf Marstrand (1915), quien realiza la primera monografía sobre su geología y recursos minerales, en el segundo boletín del Instituto Geológico y de Perforaciones de Uruguay. Allí se menciona la abundante riqueza en hierro y manganeso de los Cerros Papagayo e Imán, además de resaltar la geología de las venas de cuarzo aurífero que cortan la diorita en las cercanías de la Mina San Gregorio (Minas de Corrales).

A continuación, Walther (1919) ubica las rocas de su “*fundamento cristalino*”, también en la llamada “*Isla Cristalina de Cuñapirú-Vichadero*” (“*kristalline insel*”), indicando una composición integrada por “*pizarras cristalinas y rocas ígneas*”.

Los estudios geológicos de Mac Millan (1931), en la ICR, resultan en un esquema estratigráfico compuesto por tres unidades: (i) un basamento gnéisico; (ii) rocas magmáticas

intrusivas (granitos a biotita félsicos), y (iii) metasedimentos de bajo grado, incluidos en la Serie de Minas. Este autor concluye que las “*prominencias cristalinas aisladas*” de Rivera y Aceguá constituyen el basamento de las rocas sedimentarias gondwánicas.

Preciozzi et al. (1979) separan la ICR en dos bloques tectónicos, por un lineamiento longitudinal WNW-ESE, denominado “*Minas de Corrales - Vichadero*”. Destacan la presencia de un gran batolito de tipo postectónico (Granito Las Flores), asociado con granitoides no diferenciados que presentan orientación, bandeado y otras características de intrusiones sintectónicas.

Arrighetti et al. (1981) realizan un mapa geológico y minero de las cercanías de Minas de Corrales (Cartas topográficas 1:50.000 Minas de Corrales y Amarillo), definiendo tres grandes unidades litológicas:

- (i) Un complejo granítico gnésico, compuesto por paragneises, intercalados con micaesquistos, anfibolitas, ortogneises y metagranitos,
- (ii) Granitos calcoalcalinos intrusivos, a biotita y leucócratas, de grano grueso y diques de microgranito, además de filones de cuarzo, feldespato potásico y pocos máficos),
- (iii) Una serie joven, poco metamórfica, de sedimentitas con estratificación grano-decreciente y estructura regional WNW y buzamientos bajos hacia el NE. Se describe además recortes por diques básicos, ácidos y filones de cuarzo.

Preciozzi et al. (1985) caracterizan la ICR como formada por extensas áreas graníticas y gnésico-migmatíticas con la presencia de granitoides sin-tardi-postectónicos y escasas rocas supracorticales epimetamórficas.

Bossi & Navarro (1989) proponen un esquema preliminar, dividiendo a la ICR en dos áreas litológicamente diferentes:

- (i) El área oriental, constituida por granitos sinorogénicos, migmatitas y restos de rocas metamórficas (*i.e.*, piroxenitas, cuarcitas magnetito-augíticas, mármoles a forsterita y gneises oligoclásicos).
- (ii) El área occidental (en los alrededores de Minas de Corrales), constituida por granitoides, recortados por filones de cuarzo aurífero e intensos “*fenómenos tectónicos*”.

Ellis (1998) reconoce las siguientes unidades en la ICR en orden decreciente de extensión:

- (i) complejo basal formado por gneises muscovíticos y/o biotíticos, gneises anfibólicos y anfibolitas, ortogneises ácidos y básicos, cuarcitas, leptinitas, esquistos, migmatitas, rocas graníticas y metamorfitos profundos,
- (ii) granitos indiferenciados y granitoides postectónicos,
- (iii) ectinitas indiferenciadas,
- (iv) rocas metamórficas de bajo grado.

Quadros (2000) divide la ICR en dos grandes bloques estructuralmente diferentes cuyo límite estaría en la zona de Zapucay: (i) un bloque Oeste, en el que prevalecen los granitoides cortados por el Sistema de Cizallamiento Rivera, los cuales en las zonas de alta deformación presentan clivaje de fractura y una leve foliación (*cf.* Bossi y Navarro, 1989). (ii) El bloque Este presenta una mayor variedad litológica con predominancia de las rocas del Complejo Basal

(Preciozzi et al. 1985) que incluirían, granito-gneises, milonitas, granitos, cuarcitas magnetíticas, gneises y rocas metasedimentarias. Hay intrusiones básicas, intermedias y ácidas que se relacionan al Ciclo Brasileño. Se observa la continuidad del Sistema de Cizallamiento Rivera del sector Oeste al Este pero con geometrías diferentes en ambos bloques.

2.3.3. Complejo Granulítico Valentines - Rivera.

El complejo metamórfico basal de la ICR ha sido denominado sucesivamente como “Complejo Félsico - Máfico de Rivera” (Cazaux, 2008), “Complejo Granulítico de Rivera” (Vidal, 2009) y, finalmente, “Complejo Granulítico Valentines-Rivera” (Oyhantçabal et al., 2012). Se trata de una asociación bimodal félsico-máfica, sometida a metamorfismo de alto grado (*op. cit.*). Los ortogneises en facies granulita a dos piroxenos, así como granulitas máficas a granate afloran al sur de la ICR. La textura es granoblástica poligonal de grano grueso, mostrando granos subhedrales con uniones triples bien desarrolladas y bordes de grano típicamente migrados.

Santos et al. (2003) determinaron la edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP de 2140 ± 6 Ma y una edad de pico metamórfico de 2077 ± 6 Ma en una meta-trondhjemitita de la ICR. Una edad semejante de 2163 ± 8 Ma fue obtenida en una granulita granítica de Valentines, y una edad de cristalización magmática de 2058 ± 3 Ma para el metamorfismo, aunque en ese caso se verificó la presencia de algunos circones arqueanos heredados.

Se atribuye a Goñi (1958) la primera petrografía detallada de los gneises del complejo granulítico de la ICR. En el Cerro de la Virgen (Vichadero), el autor describe una asociación compuesta por mármoles dolomíticos con forsterita, indicativa de metamorfismo en la facies granulita ($> 800^\circ\text{C}$). Goñi et al. (1962) también mencionan allí la presencia de anortositas.

Por su parte, Bossi (1966) describe las rocas cristalinas de la ICR como representadas por granitos, gneises y esquistos. Hacia el Oeste, reconoce la presencia de un “*extenso batolito granítico con colgajos no granitizados de cuarcitas, piroxenitas y cuarcitas magnetíticas*”. Por otra parte, detalla la relación entre las cuarcitas algo magnetíticas y las cuarcitas magnetítico - jacobinitas (ricas en manganeso).

Al sur de la ICR, Zeegers & Spangenberg (1981) reportan la presencia de rocas básicas y ultrabásicas “*en forma de lentes*” o “*diques*” asociados a las unidades gnéissicas e intercaladas con los gneises ferruginosos.

Lenzi (1988-1989 *apud*. Quadros, 2000 y Vidal, 2009), en un informe interno de STEL S.A., menciona la presencia de rocas metamórficas en facies granulita, a través de estudios petrográficos.

Masquelin (1993) reconoce dos tipos de paragénesis metamórfica, la primera constituye una textura de alto grado, y la segunda es una alteración sobre la primera, la que genera una textura de foliación. El análisis petrográfico de los gneises indica que estos pertenecen a la facies granulita de presión media (*op. cit.*). Define como rocas paraderivadas los gneises pelíticos a granate y sillimanita, augen-gneises, cuarcitas ferríferas, mármoles a forsterita y piroxenitas ricas en diópsido, y reconoce las bandas de anortosita de Goñi et al. (1962), paralelas a piroxenitas y BIFs, en la zona de Zapucay (Cerro Imán).

Ellis (1993) define la Formación Vichadero como “*una secuencia metasedimentaria y metavolcánica donde se agrupan las formaciones ferríferas (con manganeso), cuarcitas,*

granofels tremolítico, granofels calcosilicatado, mármoles a forsterita, clinopiroxenitas, metabasitas y granulitas a dos piroxenos". Considera que el metamorfismo alcanzó la facies anfibolita. De acuerdo con las relaciones de campo, petrológicas, rasgos de elementos de tierras raras, se estimó una edad paleoproterozoica para la depositación y una edad transamazónica de 2,27 Ga para el principal evento metamórfico.

Soliani Jr. (1986) y Cordani y Soliani Jr. (1990) obtienen edades a partir de tres isócronas Rb-Sr (RT), y un último episodio magmático adicional. El primer grupo de edades relativas al complejo granulítico, se obtienen en gneises leucocráticos, con asociación mineral de alto grado metamórfico, intensa deformación dúctil, y luego cataclasis y retrometamorfismo, dando una isócrona de 2204 ± 65 Ma. El segundo grupo representa granitos regionales porfiróides (orientados y bandeados), dando una edad isocrónica de 630-670 Ma. El tercer grupo representa granitos poco o no deformados, dando una edad isocrónica de ca. 574 Ma. Se concluye que hay tres episodios formadores de rocas: (i) edad del metamorfismo regional de alto grado paleoproterozoico, (ii) edad de cristalización magmática de granitoides brasileños sintectónicos, y (iii) edad de sienogranitos no deformados, postectónicos del Ciclo Brasileño.

Santos et al. (2003) obtuvieron edades entre 2163 y 2066 Ma por el método U-Pb (SHRIMP) en circón, a partir de una muestra de meta-trondhjemita, de la misma área que lo habían hecho Cordani & Soliani (1990) por el método Rb-Sr. La edad de pico metamórfico se estableció en 2077 ± 6 Ma y la edad de emplazamiento de la trondhjemita en 2140 ± 6 Ma.

Los **ortogneises sienograníticos** rosado -anaranjados son las rocas de mayor expresión areal de la ICR. Están compuestos por feldespato alcalino mesopertítico (pertita "cordada"; 45%), plagioclasa (15-20%) y cuarzo (25-35%). Como accesorios, presentan biotita (no titanífera), clinopiroxeno, granate y opacos. La textura es granoblástica poligonal de grano grueso (con uniones triples). Geoquímicamente, presentan alto pero variable contenido en K, y enriquecimiento en LIL comparado con ORG. Ta y Nb muestran una anomalía negativa comparado con ORG. La fábrica L-S de estos gneises consiste en una foliación, por momentos tenue, pero una lineación de agregado muy fuerte, desarrollando verdaderas "varillas" o cintas de cuarzo estirado (Masquelin, 1995; Oyhançabal et al., 2012). Estos ortogneises se intercalan con anfibolitas. Las evidencias de facies granulita podrían corresponder a la presencia de "cúspides" en los bordes del cuarzo, uniones triples entre granos de feldespato mesopertítico, ausencia de muscovita primaria, contactos lobados entre granos y bandas monocristalinas de cuarzo límpido (Cazaux, 2008). La geoquímica muestra altas concentraciones relativas de SiO_2 , K_2O , Na_2O , y bajas concentraciones de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , FeO y P_2O_5 . Presentan elevadas concentraciones en Ba, Rb, Sr y bajas concentraciones de Y, Cr y Ni (Vidal, 2009).

Los **gneises cuarzo-monzoníticos** presentan gran extensión areal. Son rocas de grano medio, mesócratas a melanocratas, caracterizadas por bandas de cuarzo gris claro y una matriz verdosa oscura de ferromagnesianos cloritizados, y donde es común la presencia de fenocristales de Feldespato potásico. Presentan 25-35 % de cuarzo, 35-45% de feldespatos, 10-20% de anfíbol, 2-5 % de opacos, plagioclasa, biotita, clorita y muscovita. Como accesorios presenta esfeno, apatito y opacos (Cazaux, 2008; Vidal, 2009). En la microestructura, suelen observarse bandas con diferentes texturas, con intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato, bandas granoblásticas de feldespatos con uniones triples y bandas de cuarzo xenomorfo con extinción ondulosa, desarrollo de subgranos y granos estirados.

Las **granulitas máficas** son de grano medio a fino; contienen clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y granate y muestran una textura granoblástica poligonal con uniones triples. Ocurren además minerales retrógrados, tales como hornblenda marrón, en sustitución de piroxeno. La uralitización que bordea el clinopiroxeno parece asociarse al desarrollo de un clivaje espaciado. Los patrones de ETR muestran un fraccionamiento moderado y enriquecimiento relativamente fuerte, comparado con las condritas. El spidergrama de elementos traza muestra empobrecimiento relativo de Ta, Nb, Ti, Zr, Y, sugiriendo magmatismo por fusión mantélica en una cuña sobre la zona de subducción, compatible con la raíz de un arco magmático. La asociación mineral Opx + Cpx + Grt + Pl en las granulitas máficas indica condiciones de entre 800° y 1000°C y 8-10 Kb para el pico térmico.

Las **metabasitas** suelen englobar a los BIFs (Ellis, 1998), que tienen contactos graduales y netos con estos y los gneises cuarzo-monzoníticos; y las granulitas máficas que están subordinadas a los ortogneises, que tienen inclusiones de estos y que presentan zonas ricas en cuarzo debido a la asimilación, que podrían ser metamorfismo de alto grado de gabros y dioritas (Cazaux, 2008). En cuanto a la marcación geoquímica la principal diferencia radica en el alto contenido en Ti y Mg de las metabasitas, en comparación con los bajos contenidos en Ti y Mg de las granulitas máficas (protolitos básicos a ultrabásico) y los contenidos medios a altos de Cr y Ni de estas comparados con las metabasitas. Esta diferencia plantea la necesidad de separarlas en dos unidades diferentes, una perteneciente a la “*Formación Vichadero*” (Ellis, 1998) y otra perteneciente al Complejo Granulítico félsico-máfico de Rivera (Cazaux, 2008). La paragénesis con Opx + Cpx + Gr + Pl en estas granulitas máficas indica condiciones de metamorfismo cercanas a los 800° y condiciones de 8-10 Kb de presión en el pico metamórfico.

Dentro de la categoría de **paragneises**, tenemos dos conjuntos de litologías: (i) los paragneises descritos por Arrighetti et al. (1981) y (ii) las litologías englobadas en la Formación Vichadero (Ellis, 1998).

La suite metamórfica paraderivada definida como “*Formación Vichadero*” (Ellis, 1998) contiene un conjunto de granofels, paragneises ácidos y básicos, mármoles y BIFs, posiblemente derivados de protolitos volcano-sedimentarios. Estas litologías se presentan intercaladas con los ortogneis, las granulitas y demás rocas paraderivadas. Desde el punto de vista metamórfico, han alcanzado las mismas condiciones P-T que las granulitas máficas. Se considera la unidad más antigua del complejo basal. Incluye BIFs, granofels piroxénicos y mármoles a forsterita.

Los **BIFs** son rocas de color gris a negro, localmente púrpura oscuro. Están compuestos principalmente por cuarzo, magnetita (parcialmente alterada a hematita), piroxeno y localmente granate. Presentan textura variable, desde granoblástica hasta localmente bandeada. Los **granofels piroxénicos** son rocas básicamente compuestas por piroxenos (más del 50 %), magnetita y escasa o nula presencia de cuarzo. Los **mármoles forsteríticos** están asociados a los BIFs y presentan forma lenticular o tabular. Es una roca masiva, de color blanco a gris claro, con textura granoblástica y de grano medio a grueso. Están compuestos por calcita, olivino (forsterita), que a veces se presenta alterado a serpentina, y como accesorio puede encontrarse epidoto y anfíbol.

2.3.4. Complejo retrógrado interdigitado con granitoides brasileños

La parte occidental de la ICR es la más conocida por constituir las rocas de caja de mineralización aurífera, puede ser catalogada como un complejo deformado en condiciones retrógradas, interdigitado con granitoides brasileños. Algunos paragneises retrógrados a partir de litologías del Complejo Granulítico Valentines – Rivera podrían integrar parte de las rocas interdigitadas con esos granitoides. La facies dominante es esquistos verdes, presentando, como mineral de alteración, clorita, que les imprime un tono verdoso, cuando es abundante. Se asocian a anfíbolitas y micaesquistos muscovíticos.

En las cercanías de la Mina San Gregorio, Viana (1998) describe dos grupos de rocas: (i) alcalinas ácidas y (ii) básicas; ambos grupos se encuentran interdigitados, presentan petrofábrica inicial superpuesta por una milonitización en zona de cizallamiento transcurrente WNW-ESE. A diferencia de Zapucay (Vidal, 2010), estas rocas no presentan las características del complejo gnésico de alto grado.

2.3.5. La Formación Minas de Corrales.

La Formación Minas de Corrales (Preciozzi et al., 1985; Oyhançabal et al., 2012) es una sucesión metasedimentaria de muy bajo grado, que incluye limolitas violáceas (parcialmente pizarrosas), arenitas finas, rocas volcánicas ácidas (tobas, brechas piroclásticas; Masquelin, 1993), dolomías, calci-arenitas, calci-lutitas, y conglomerados gravosos (Cazaux, 2008). Calizas dolomíticas de esta sucesión fueron descritas por primera vez en el arroyo San Pablo, cercano a Minas de Corrales (Martínez, 1934). Las dolomías cuarzosas se presentan en lentes de unos 20 m de ancho. Basándose en el contenido microfósilífero, se estableció una edad ediacárica para esta sucesión (Gaucher 2000; Gaucher et al., 2003). Esta formación está plegada y cortada por cabalgamientos con vergencia NW y por zonas de cizalla transcurrentes WNW-ESE, aunque no evidencia aureolas de metamorfismo de contacto.

Mac Millan (1931) colocó inicialmente a esta sucesión meta-volcano-sedimentaria dentro de la Serie de Minas. Luego Arrighetti et al. (1981) la presenta como una “*secuencia de rocas poco metamórficas*”, mientras que Preciozzi et al. (1985) la redefinen como “*Formación Minas de Corrales*”. Es recortada por diques máficos y ácidos, que podrían representar un cortejo de granitos postectónicos de 570-580 Ma.

Esta secuencia aparece afectada por un metamorfismo regional que llega a facies sub-esquistos verdes (Oyhançabal et al. 2012) y presenta un control estructural muy fuerte, dado por discontinuidades que generan afloramientos en fajas alargadas.

Las **metapelitas**, masivas o laminadas, son rocas oscuras, grises a rojizo-violáceas, siendo las litologías más abundantes de la secuencia. En algunos casos, se observa sericita en los planos de estratificación, otorgándole un brillo satinado. Generalmente son feldespáticas a cuarzosas, de grano fino a medio, ocasionalmente conforman limolitas arenosas, de color gris claro a pardo grisáceo, siendo los colores más claros los de las cuarcitas más puras.

Las **dolomías cuarzosas** son rocas masivas, de grano fino a medio, de colores grisáceos, dispuestos en bancos o lentes no continuos y de un máximo espesor de ± 20 metros. Los conglomerados son grises a gris pardos, matriz soportados, con clastos de hasta 5 cm, sub-redondeados a subangulosos, de composición variada, cuarzo, feldespático y líticos, y matriz arenosa de cuarzo, gruesa a media.

2.3.6. Magmatismo granítico brasiliano tardi y postectónico.

Preciozzi et al. (1979) estudiaron la petrografía del macizo granítico circunscrito de Las Flores, separando dos facies principales, una de grano medio porfiroide y otra de microgranito. Estas rocas pueden asignarse al conjunto de granitos brasilianos tardi y postectónicos. Agregan un episodio magmático más temprano representado por microgranitos y rocas subvolcánicas, posiblemente vinculado a una etapa distensiva de edad Cámbrico.

En el bloque septentrional predominan los granitoides deformados, asociados a rocas supracorticales de muy bajo a bajo grado metamórfico (Formación Minas de Corrales). Los granitoides son sintectónicos, porfiroides, pero los hay también equigranulares y sin deformación (*i.e.*, Amarillo y Vichadero).

Ledesma (1997, *apud* Viana 1998) observa, en los sectores menos deformados de los alrededores de la Mina San Gregorio, la presencia de diques sienograníticos recortando a las rocas básicas más antiguas. Bossi et al. (2001, *apud* Cazaux 2008) describe cuerpos de composición sienítica que están asociados a haces de diques riolíticos y traquíticos. Esto podría correlacionarse con diques de microsienita plegados que cortan los ortogneises granulíticos en la región de Valentines (Masquelin, 2006).

Los grandes cuerpos graníticos neoproterozoicos se emplazan simultáneamente con la actividad del sistema de cizallamiento / Fallamiento de la Zona de Cizalla de Rivera (Furtado, 2014). Hay cuerpos pre-colisionales como el Granito Corrales y plutones post-colisionales como el granito Las Flores y la cuarzo-monzonita de Amarillo (*op. cit.*).

El Granito Corrales (o Sobresaliente) presenta una textura equigranular, de grano medio, compuesto por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y ferromagnesianos (biotita). Presenta una fase porfiroide con fenocristales de feldespato potásico. Aflora principalmente al Oeste del Arroyo Corrales y la localidad homónima, y se reconoce también al Este del Arroyo Corrales. Localmente presenta un grado de alteración hidrotermal avanzado, cataclasis y brecha tectónica, con acción de intenso venilleo de cuarzo con pirita (que conformaron zonas de mineralización aurífera).

El Granito Las Flores conforma el cuerpo circunscrito más importante de la ICR. Se encuentra en el centro-sur del área de trabajo. La facies principal es un granito de grano medio, equigranular de color gris a rosado. Está compuesto por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita.

La cuarzo-monzonita de Amarillo es una roca de color gris oscura, con facies porfirítica desarrollada por fenocristales de microclina. Está compuesta por plagioclasa, microclina, un bajo porcentaje de cuarzo (<15%) y ferromagnesianos (principalmente biotita). Se encuentra en el sector centro-norte del área de trabajo. Dentro del cuerpo principal, se observó un haz de diques curvo NE-SW, constituido por microgranitos riolíticos o granofíricos con arfvedsonita, presentando evidencias de *mingling* y reabsorción dentro de la facies porfirítica (Masquelin, 1993).

2.3.7. Actividad filoniana.

En la ICR se encuentran diques de variada composición y edad. Muchos de estos están vinculados con las unidades más importantes, conforman una fase más tardía o se consideran satélites de las anteriores (sobre todos los filones de aplita y pegmatita).

Los diques básicos e intermedios son muy extendidos, generalmente se trata de una familia o varias que cortan prácticamente todas las litologías del área. Son de grano fino a afanítico, a veces porfirítico (plagioclasa), color verdoso, la matriz se compone de hornblenda y plagioclasa, la mayoría de composición andesítica, no descartándose los lamprófidos.

Los diques félsicos también se encuentran extendidos, generalmente se reconocen diques riolíticos-traquíticos, de color ocre a crema algo grisáceo; con textura afanítica y también presentan textura porfírica. Están compuestos por feldespato potásico, cuarzo (fenocristales) y como accesorio comúnmente presentan apatito. Es de destacar, localmente la presencia de microsienita, de textura granular, color rosado, y compuesta por feldespato potásico y ferromagnesianos (anfíbol y biotita), sin deformación.

2.3.8. Sedimentitas paleozoicas de la Cuenca Norte.

Una cuestión de larga data en los trabajos que tratan de la ICR es si los sedimentos de la Cuenca Norte se depositaron sobre ella o no. Hace más de cien años, Marstrander (1915), al hacer consideraciones sobre el origen de las rocas portadoras de manganeso, afirmaba que habían sido formados por *“sustitución metasomática”* a partir de *“soluciones descendentes”*, provenientes de una cobertura como la *“Formación Gondwánica”* (Paleozoico superior). Esto implicaba que los sedimentos de la Cuenca de Paraná hubieran estado sobre la ICR, lo que facilitó la percolación de fluidos meteorizantes, para ser posteriormente erosionados (Walther, 1919).

En este trabajo se pudo observar la presencia de depresiones alargadas, delimitadas por fallas normales, con rumbo E-W, NW-SE y NE-SW, que tienen la presencia de sedimentitas pérmicas de la Cuenca Norte Uruguaya. Estos remanentes de sedimentos fueron observados en el Paso del Amarillo, al Norte del Cerro de la Cruz (desde Curtumé hacia Amarillo), al Sur de la localidad de Las Flores, más los mencionados en antecedentes tales como Ellis (1993) quien describe la presencia (con cierta duda) de rocas sedimentarias de la Cuenca Norte en su área de trabajo (alrededores de la Mina San Gregorio).

En el Paso del Amarillo, las perforaciones realizadas en el marco del Inventario Minero del Uruguay (Uranio), atraviesan hasta 75 metros dentro de estas sedimentitas permotriásicas (BRGM, 1983), por lo que es de esperar que se trate de coberturas con escaso desarrollo (epidérmicas). Por lo tanto la ICR registra una segunda unidad de cobertura, que es representada por los restos erosivos de las sedimentitas de la Cuenca Norte.

2.3.9. La Cuenca Norte.

La Cuenca Norte Uruguaya tiene una expresión áreal de 90.000 km² en Uruguay, y forma parte de la Cuenca del Paraná a escala regional, cuenca que presenta un área de 1.400.000 km², con presencia en el centro sur de Brasil, este de Paraguay y Noreste de Argentina (De Santa Ana, 2004). En Uruguay, la Cuenca Norte está presente en los departamentos del Norte del Rio Negro, y en parte de los departamentos de Cerro Largo, Durazno, Flores y Soriano. Presenta un relleno volcano-sedimentario con edades desde el Devónico temprano hasta el Cretácico tardío. La mayor profundidad que ha sido relevada por perforación es de casi 2400 metros (Pozos Belén y Yacaré).

La Cuenca Norte se define como intracratónica, de carácter policíclico, que reúne en su interior un conjunto de eventos depositacionales que estarían limitados por hiatos, discordancias y concordancias correlativas que definen cuatro grandes tecto-secuencias en su

interior (op. cit.), que de base a tope se mencionan como: (i) Devónica, (ii) Permotriásica, (iii) Juro cretácica, y (iv) Neocretácica – Paleoceno (De Santa Ana, 2004).

En el tope de la columna estratigráfica y en un sector muy restringido (Oeste del sector occidental de la cuenca), se observa la presencia de tres secuencias cenozoicas de orden menor.

La secuencia devónica reúne los depósitos más antiguos de la cuenca, y en ella se encuentra las Formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma. Estos registros forman parte de una extensa sedimentación marina que cubrió grandes áreas del Gondwana occidental (Veroslavsky, et al. 2006).

La secuencia permotriásica está vinculada al desarrollo de tres grandes episodios naturales. El primero, es la implantación del Mar Pérmico sobre las unidades de basamento y Devonico, asociado al avance de la glaciación gondwánica. También se reconocen fases transicionales y continentales. Está representado por las formaciones San Gregorio y Cerro Pelado. El segundo episodio está vinculado a la implantación de una fase de engolfamiento y está representado por las formaciones Tres Islas, Fraile Muerto y Mangrullo. El tercer episodio vinculado a esta secuencia, sería la fase de colmatación de la cuenca, que comienza con el retiro progresivo del mar y la continentalización (Eotriásico). Están asociadas a este episodio, las Formaciones Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista.

La secuencia Juro-Cretácica corresponde en la base a depósitos fluviales, no descartando algún depósito de tipo eólico, y en el tope están los depósitos del paleodesierto gondwánico (Formación Rivera - Formación Tacuarembó). Por encima se encuentran los derrames basálticos provenientes de un intenso magmatismo fisural asociado a la separación continental de África y América (Formación Arapey). También integran esta secuencia las Formaciones Gaspar, Itacumbú y Cuaró.

La secuencia Eocretácica (post basaltos) está representada por la Formación Guichón, que se interpreta como abanicos aluviales desarrollados de NE a W, que distalmente se interdigitan con episodios eólicos. La secuencia neocretácica está representada por la Formación Mercedes, la que involucra depósitos de origen fluvial.

De Santa Ana (2004) indica que los estudios de la evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte permiten caracterizar los actuales límites del Ciclo Permotriásico y parte del Ciclo Juro-Cretácico como límites de tipo erosivo y estructural, vinculados a episodios tectónicos que dieron un fuerte control a estos ciclos.

A partir de algunos trabajos se puede trazar a grandes rasgos la evolución tectónica de la Cuenca. De Santa Ana et al. (2006) establecen que en el comienzo de la evolución tectónica y sedimentaria, estuvo controlada por la reactivación de dos conjuntos de lineamientos: N 315-325 y N 20. Esto estaría soportado por la distribución de los paquetes sedimentarios vinculados a lineamientos previos (herencia del basamento precámbrico) y al desarrollo de algunos sistemas depositacionales. En las secuencias paleozoicas, las antiguas discontinuidades del basamento son las que están más vinculadas al desarrollo de áreas con mayor subsidencia. La secuencia basal paleozoica mostraría una mayor inestabilidad durante su depositación. Para el segundo episodio de la secuencia permotriásica se asocia una reactivación general de las áreas cratónicas del Gondwana occidental (por posible compensación isostática debido al retiro de los hielos superficiales), con elevación de nuevas áreas, y también por la tectónica instalada en el margen occidental (de Santa Ana et al., 2006). Se comienza a reconocer el

accionar del alto interno Rivera-Aceguá y se lo asocia con los primeros pulsos de la orogenia fini-herciniana. El accionar de la orogenia fini-herciniana es observado a lo largo del Pérmico, afectó los depósitos anteriores, y la dirección NE controló la tectónica de la cuenca en este periodo. Asociado a la orogenia fini-herciniana se observa la creación de importantes flexuras vinculadas a la transmisión de esfuerzos compresivos intraplaca, lo que volvió a reactivar los principales arcos de la Cuenca del Paraná, como el Arco de Asunción - Río Grande y sus derivados más al sur, a través del accionar de estructuras subsidiarias. Para este momento se prevé una posible reactivación de la Isla Cristalina de Rivera, ya que conformaría una parte austral del Arco de Río Grande (de Santa Ana et al., 2006). Masquelin et al. (2011) describen fallas inversas NW-SE con pequeño desplazamiento de pelitas rítmicas de la Formación Yaguarí, como posible accionar de una tectónica compresiva al menos post-pérmica.

En el Mesozoico, los depósitos (Jurocretácicos y Eocretácicos) se originan bajo un contexto tectónico extensivo, asociado a la desfragmentación del Gondwana sudoccidental (de Santa Ana et al., 2006). La reactivación de estos depósitos está asociada al proceso de *rifting* del Océano Atlántico Sur y para estos autores cesó en el Aptiense - Albiense y paso a un régimen compresivo que se mantiene hasta la actualidad.

Para el Cenozoico de Santa Ana & Veroslavsky (2002) plantean que existe cierta complejidad para delimitar los diferentes eventos ocurridos, dada que estas fases actúan sobre viejas discontinuidades corticales, las cuales fueron reactivadas cíclicamente. Caracterizan la tectónica reconocida como esencialmente compresiva, la que afecta principalmente los depósitos paleozoicos y mesozoicos de la Cuenca. Se evidencia a través de la reactivación de fallas y lineamientos regionales NW, N-S y E-W, que delimitaron arcos y área de subsidencia localizada. Estos eventos condicionaron los posteriores procesos erosivos sobre las secuencias paleozoicas y mesozoicas, donde se observa el desarrollo de áreas depositacionales implantadas al pie de los bloques emergidos, como consecuencia de dicha tectónica. Para el dominio oriental de la Cuenca Norte Uruguay, definen un control regional marcadamente N-S, con el Río Negro como nivel de base principal. En este sector de la Cuenca evidencian la reactivación cenozoica en el levantamiento y basculamiento del flanco sur y este del arco que vincula la Isla Cristalina de Rivera – IC de Aceguá – Valeriana. En cuanto a la reactivación de este arco, expresan que en el Cenozoico tardío alcanza su máxima emersión, pero el proceso de levantamiento posiblemente se iniciara en el Triásico.

2.4. Fracturación de la ICR.

Las fracturas habitualmente suelen producirse paralelas a anisotropías planares o lineares dúctiles previas. Preciozzi et al. (1985) observan que la dirección de foliación más importante de la ICR es N70°W. Esta dirección es acompañada por lineaciones mineralógicas y foliaciones de algunos metagranitos y por idéntica dirección de las fallas más importantes. Otra dirección importante es la N30°W. Estos autores plantean para la ICR sucesivas fases de reactivación en el Neoproterozoico.

En la zona central de la ICR, la importante estructura longitudinal definida como “*lineamiento Minas de Corrales-Vichadero*” (Preciozzi et al., 1985), es modificada a “*Zona de Cizalla Vichadero*” (Masquelin, 1993). Esta zona de cizalla se caracteriza por la presencia de milonitas con foliación de bajo ángulo plegada por pliegues derechos. Esta zona de cizalla ocupa el centro de la ICR y se encuentra en contacto con el monzogranito isótropo de Amarillo.

Se define allí la dirección NE-SW como la dirección preferencial de flujo de material. También se plantea la existencia de un patrón de interferencia de pliegues de tipo lazo con eje final N130°.

2.4.1. Morfotectónica

El análisis morfotectónico de un área de basamento en medio de una cuenca es esencial para detectar la presencia de desniveles de relieve que pudieran estar controlados por una reactivación más reciente de fallas (*i.e.*, meso-cenozoica).

Panario (1988) propuso un modelo de evolución del relieve uruguayo, estableciendo que la ICR es *"cortada hacia el borde oeste por ríos, algunos de los cuales se originan en relictos de frente de cuesta, lo que permitiría suponer que su emersión podría no ser anterior a los derrames basálticos"* (pág. 1).

2.4.2. Relaciones basamento vs. Cuenca Norte

Bossi (1966) observa que las "sedimentitas gondwánicas" se exponen casi horizontales en todo el Departamento de Rivera, salvo en los contactos con el basamento de la Isla Cristalina, donde estas adquieren localmente fuertes buzamientos.

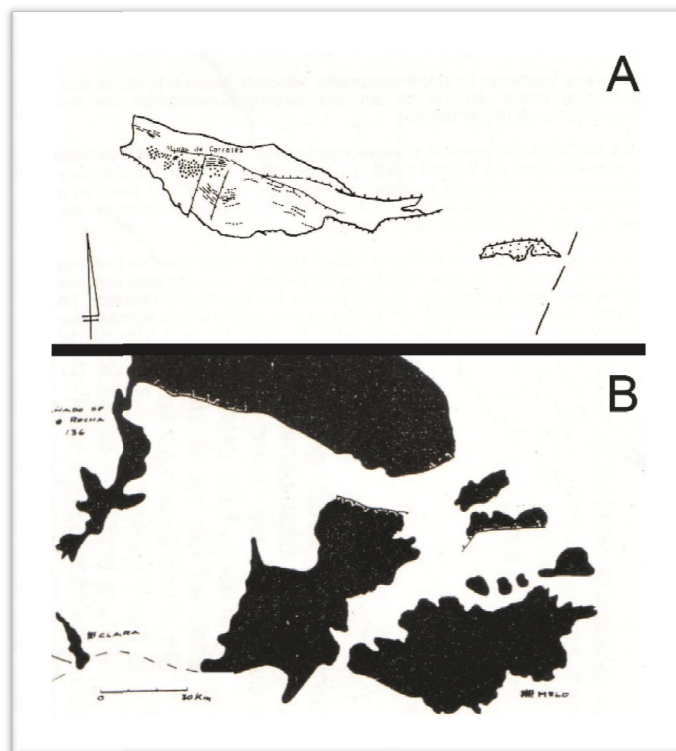


Figura 2.3. A) Esbozo de la ICR mostrando sus principales límites fallados y se interpreta como un horst; B) depósitos de la Formación Yaguarí (en negro), claramente controlados por fallas normales de rumbos N100°-110° y N20° (modificado de Bossi & Navarro, 1991).

En cuanto a los límites de la ICR con la Cuenca Norte, se reconoce que son producto de fallas normales, de gran rechazo, que determinaron la formación de un horst, reactivado en el Mesozoico, pero posiblemente iniciado en el Paleozoico, dado que no se conocen al Norte de la ICR depocentros de las formaciones San Gregorio-Tres Islas (Bossi et al., 1975; Bossi y Navarro, 1988). Gaucher (2000) observa que los afloramientos de la Formación Minas de

Corrales están fuertemente controlados por tectónica extensional post-Cámbrica, la que sería responsable del mencionado horst.

Se muestra en la Figura 2.2 la relación tectónica entre la ICR y las rocas sedimentarias circundantes de la Cuenca Paraná, en la que puede apreciarse el contacto norte como falla normal (Bossi et al. 1975).

En la sección geológica N-S presentada por Arrighetti et al. (1981), se muestra el contacto fallado entre las sedimentitas permotriásicas de la Cuenca Norte y las rocas cristalinas de la ICR (Fig. 2.2).

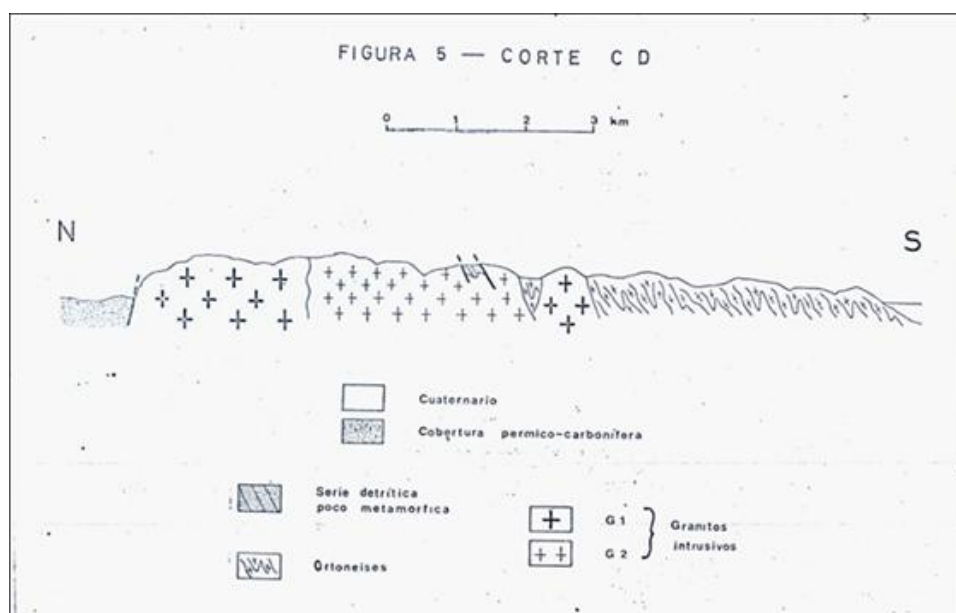


Figura 2.4. Sección geológica de la ICR donde se interpreta el contacto Norte producto de una falla normal (Arrighetti et al. 1981; pag.12). Nótese la escasa expresión de la serie detrítica poco metamórfica.

Ellis (1995) describe la presencia con duda de rocas sedimentarias de la Cuenca Norte sobre la ICR, al Norte de la región estudiada, existiendo la posibilidad de confundirse con sedimentitas ediacárico-cámbricas.

2.4.3. Registros de fracturación en la ICR y Cuenca Norte

Preciozzi et al. (1985) observan la continuidad del “sistema de cizallamiento Rivera” del sector Oeste al Este, pero con geometrías diferentes en ambos bloques. Mientras que en el bloque Oeste predominan zonas de cizallamiento con ramificaciones e inflexiones transtractivas en sentido horario, en el bloque Este se presentan rectilíneas y con pequeño número de inflexiones.

Quadros et al. (1995) estudian una importante extensión del sector oeste de la ICR. En el cual observan un conjunto de fracturas con orientación principal WNW, muchas de las cuales sufrieron inflexiones hacia el NW. Observan otros dos conjuntos de fracturas secundarias, con orientaciones dispuestas NNW y NE. El análisis estructural de las zonas de falla indicaría un carácter transcurrente dextral para las estructuras principales WNW y secundaria NNW, y un carácter transcurrente sinistral para la estructura NE. Indica además la presencia en este sistema de milonitas, sienogranitos y diques de diorita. Estos autores

sugieren la presencia de dos fases de deformación principales. La fase D_1 de carácter frágil - dúctil a frágil es responsable de la formación de las fajas de protomilonitas y milonitas, con patrón anamostoso, rumbo WNW-ESE y buzamiento de 50° - 70° SW. Estas milonitas pudieron formarse en facies esquistos verdes. La fase D_2 ocurre en condiciones reológicas frágiles con evidencias de cataclasis, brecha y gouge de falla. Genera un sistema de fallas con patrón en X (conjugado) que recortan, a su vez, las fajas de cizallamiento sin- D_1 y provocan pequeños desplazamientos de estas estructuras.

Soto (2009) cita informes internos de la Compañía UME donde se presentan los siguientes rasgos estructurales de la ICR ordenados de tope a base:

- Fallas asociadas a la formación de la Cuenca Norte,
- Fallamiento frágil dextral de dirección NW-SE, con desplazamiento lateral de 5 km,
- Fallamiento transcurrente dúctil de dirección WNW,
- Fallamiento transcurrente frágil/dúctil de dirección E-W, subvertical, sinistral, con desplazamiento lateral de 30 km ("*Rivera Shear System*"),
- Fallas transtensivas dextrales de componente horizontal y vertical, con generación de pliegues recumbentes sobre el muro de falla y modificación del arreglo inicial del basamento (supuesto subhorizontal),
- Arreglo estructural inicial del basamento gnésico, con una deformación hacia los 2272 Ma. (Transamazónico) vinculada a un evento de rift (pág. 10).

2.5. Evolución tectónica fanerozoica de la ICR.

La evolución tectónica fanerozoica de la ICR es la parte que más interesa al estudio de la fracturación regional.

Quadros (2000) observa rocas graníticas diferenciadas (sienogranitos protomiloníticos), rocas dioríticas y en el límite Este del bloque, granitos alcalinos, que exhiben varios grados de deformación. Presenta como hipótesis tentativa que la ICR pudo haber quedado expuesta en el Cenozoico, por levantamiento y erosión diferencial del basamento de la ICR y los sedimentos de la Cuenca del Paraná. Este planteo se contrapone con el que hacen Bossi & Navarro (1991) que consideran que la ICR ya tenía desarrollado el horst desde fines del Paleozoico.

El "*Sistema de Falla Los Retoños*" en Curtumé (Cazaux, 2008) constituye un arreglo de fallas frágiles, discontinuas y anastomosadas, con un rumbo general $N340^\circ$ - $N350^\circ$ y buzamiento de 45° - 50° NE. Este sistema de fallas es cortado por la Zona de Cizalla de Rivera (NW-SE).

En la región de Cerro Papagayo, Vidal (2009) propone una evolución tectónica en tres eventos de deformación (D_1 , D_2 y D_3), causantes de las estructuras que están geométricamente superpuestas. En D_1 se desarrollan las foliaciones y las lineaciones en condiciones de alto grado metamórfico transamazónica a profundidades de entre 20 y 30 km. El evento D_2 , asociado al ciclo orogénico Brasileño, está representado por cabalgamientos con foliaciones miloníticas de baja temperatura (facies esquistos verdes), previas a la generación de la Zona de Cizalla Rivera. D_3 se caracteriza por una tectónica frágil / dúctil correspondiente al nivel estructural

superior, con generación de fallas y sistemas de fracturas, de posible edad Fanerozoica-Mesozoica, vinculada a la Cuenca de Paraná. Se propone que algunos de los diques mapeados puedan ser asignados a este período. Propone, como evolución geológica de la zona (extrapolable a toda la ICR), que las litologías del Complejo Granulítico de Rivera pertenezcan a una secuencia volcano-sedimentaria depositada en una cuenca marginal de un ambiente de arco de isla aproximadamente hacia los 2140 Ma, la cual sufrió deformación y metamorfismo en facies granulita aproximadamente hacia los 2077 Ma (D_1). Luego de un episodio de exhumación en el Neoproterozoico durante la Orogenia Brasileña se produce el evento D_2 .

Dado que el presente trabajo aborda la deformación frágil a través del análisis poblacional de fallas, la deformación dúctil, y dúctil-frágil no será abordada más que la mencionada en los antecedentes.

La deformación dúctil-frágil impacta a un basamento gnéisico previamente estructurado, algunos intrusivos y parte de la primera cobertura; procesos dados en condiciones de corteza inferior y corteza media-superior respectivamente. Esta es generada por los eventos brasileños y produciría plegamientos, cabalgamientos, foliaciones miloníticas de baja temperatura, zona de fallas transcurrentes y cataclasis.

La deformación frágil de la ICR ha sido estudiada por varios autores, pero siempre abordada de forma general. Bossi (1966) describió que las sedimentitas gondwánicas se exponen casi horizontalmente salvo en los contactos de la ICR (figura 6.3: B y C), situación que se puede observar tanto en la extensión del contacto norte de la ICR con las rocas de la cuenca, como en el interior de la ICR (Sur del granito Las Flores).

Bossi & Navarro (1989), Masquelin (1993) y Gaucher (2000) han propuesto la ICR como siendo un “horst”. Con respecto a la edad de su generación, Panario (1988) estima que no sería anterior a los derrames basálticos y para Quadros (2000) posiblemente en el Cenozoico.

También se han asignado fases de deformación frágil para la ICR, Quadros (1995) asigna una D_2 a la generación de un sistema de fallas conjugadas afectando las zonas de cizalla presentes. Holcombe (2007, en Furtado, 2014) asigna al Mesozoico (250 – 100 Ma) la presencia de fallas normales E-W y N-S, con un desplazamiento menor a 50 metros y fallas de margen de la ICR con un desplazamiento mayor a los 200 metros. Vidal (2009) plantea una D_3 correspondiente al nivel estructural superior y vinculado a la evolución de la Cuenca del Paraná (fallas normales, reactivaciones y posibles intrusiones de diques). Furtado (2014) asigna una D_4 a un evento que produjo los planos de falla que dislocan la estructura Argentinita-Zapucay, generados a fines del Paleozoico e inicios del Mesozoico.

La presencia de fallas normales en la ICR también ha estado presente en los trabajos, por ejemplo, en Arrighetti et al. (1981) se observa el contacto de la ICR con la Cuenca Norte como producto de una falla normal, en Bossi & Navarro (1991) también se presenta un contacto norte a través de grandes fallas normales verticales. La presencia de fallas normales es observada en muchas y variadas zonas de la ICR (figura 2.3).

Por lo tanto, el papel de la deformación frágil en la ICR ha sido expuesto de forma general y sin profundizar, y los trabajos principalmente se han dedicado a testimoniar su presencia.

3. ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN.

3.1. Introducción.

La litósfera terrestre se encuentra bajo la acción de fuerzas que actúan sobre las rocas que la conforman, a las cuales deforman y desplazan. Estas fuerzas son producto del movimiento de materia (tanto horizontal como vertical) que ocurre en el manto, producto de la disipación de calor del planeta. Los esfuerzos resultantes tienen como consecuencia principal la tectónica global, la cual implica una continua deformación y desplazamiento de la litosfera tanto en borde de placas como en zonas de debilidad intraplaca. Estos esfuerzos se transmiten a lo largo de miles de kilómetros desde los límites de placa hacia el interior de los continentes, causando la reactivación de fallas a lo largo de zonas de debilidad cortical (Muñoz-Martin & de Vicente, 2005).

La litosfera continental presenta una composición heterogénea, y su comportamiento mecánico en respuesta a los esfuerzos, varía dependiendo de diversos factores y variables de estado (Figura 3.1).

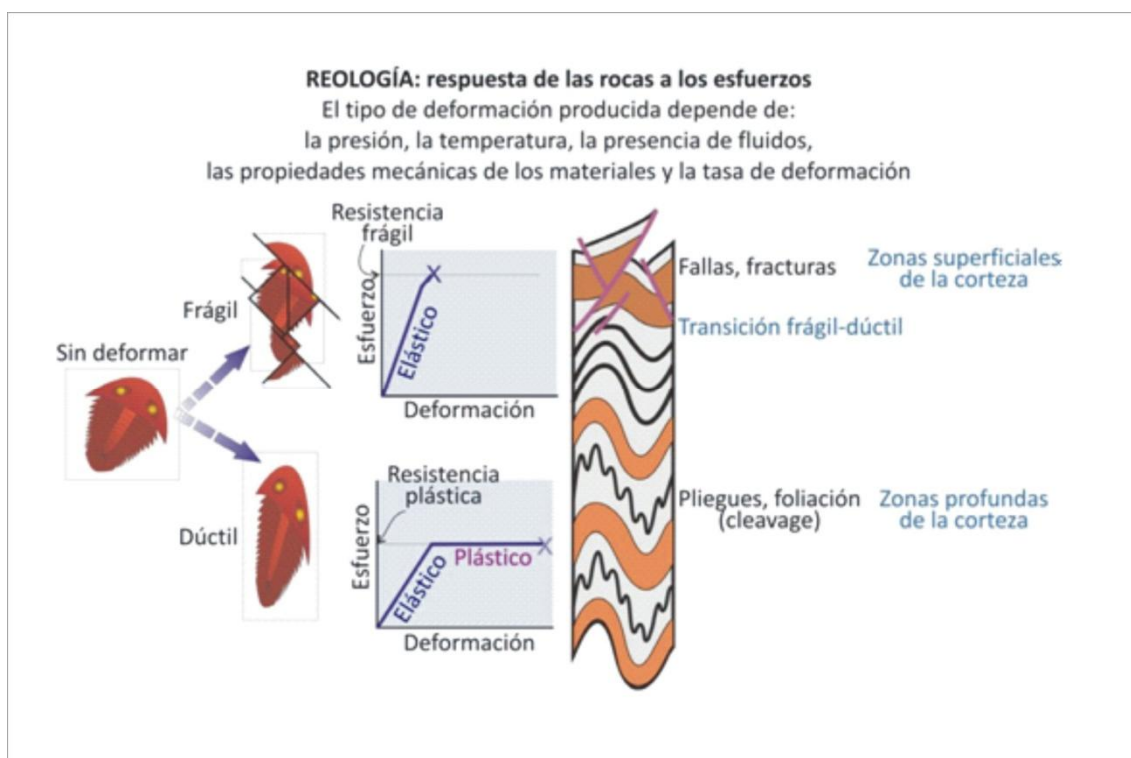


Figura 3.1. Tipos de comportamiento reológico en el perfil de la litosfera (Alfonso & de Vicente, 2010).

En la corteza superior la deformación es esencialmente frágil, mientras que se torna dúctil en condiciones de confinamiento y temperatura mayores, hacia la profundidad de la litósfera. Existe una zona de transición entre los tipos de deformación predominantemente frágil y predominantemente dúctil, que dependerá de la profundidad y del tipo de material implicado. En suma, dependiendo de la temperatura, la profundidad, la composición litológica, los esfuerzos efectivos y la velocidad o tasa de deformación, resultará el carácter de la deformación (Davis & Reynolds, 1996).

El balance de movimientos relativos entre placas litosféricas adyacentes como consecuencia de la tectónica global, produce como resultado un campo de esfuerzo tectónico planetario instantáneo que controla la dinámica de la deformación. Estos desplazamientos en bordes de placa o hacia el interior de las placas, son ajustes de ese campo de esfuerzo para mantener el equilibrio. Este campo de esfuerzo, localmente puede ser compresivo y/o tractivo, pudiendo presentar un mayor o menor cizallamiento asociado de magnitud variable. Los movimientos resultantes entre bloques pueden ser divergentes, convergentes o de deslizamiento oblicuo.

3.2. Esfuerzo y Deformación.

Las rocas que componen la corteza terrestre se encuentran sometidas a las fuerzas causativas de la Tectónica Global, las que actúan en diferentes escalas, desde la escala submicroscópica hasta la escala regional, produciendo deformación.

De manera instantánea, una fuerza se puede definir como una magnitud vectorial que tiende a producir un cambio en el movimiento del cuerpo o en su estructura interna. Al mismo tiempo el esfuerzo se define como la relación entre la fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica. El cambio en la posición de un cuerpo rocoso o en las relaciones geométricas internas del mismo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos se denomina deformación.

El esfuerzo vectorial aplicado en un punto de intersección de infinitas superficies es una magnitud vectorial que se puede descomponerse en:

Un esfuerzo normal al plano (σ sigma);

Un esfuerzo tangencial o de cizalla (τ tau).

El esfuerzo normal tiene como consecuencia comprimir (esfuerzo compresivo) o separar (esfuerzo tensional), y el esfuerzo tangencial o de cizalla desplaza las partes una con respecto a la otra, a lo largo de un plano.

En 3D, para el cálculo de los esfuerzos principales se utiliza la normalización del tensor de esfuerzos, donde los esfuerzos de cizalla en los planos se compensan y se eliminan con lo que se llega al tensor de esfuerzos reducido:

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

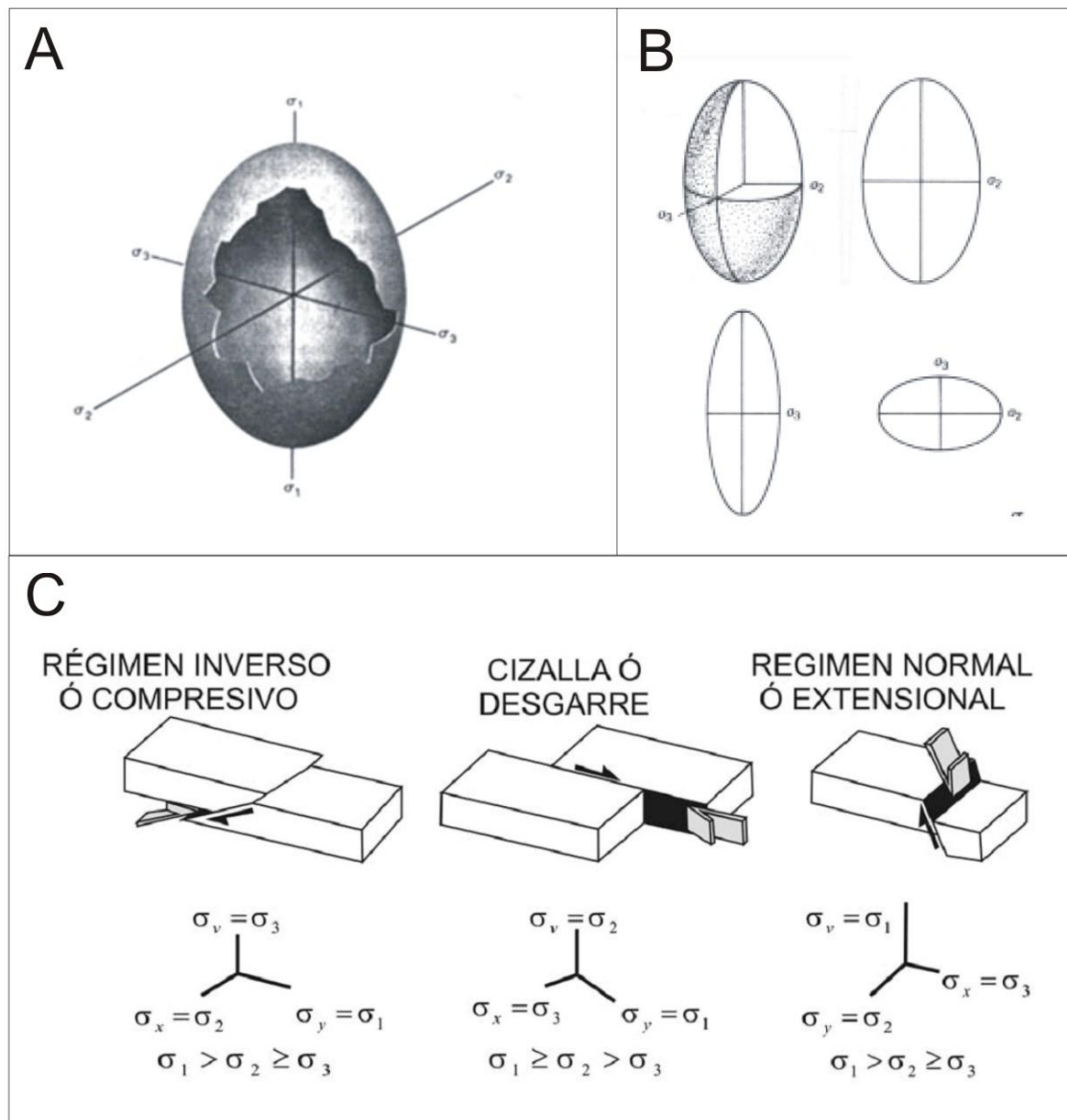


Figura 3.2. A) Elipsoide de esfuerzos principales; B) Elipse de esfuerzo a partir de dos esfuerzos principales y el plano que las contiene (Martínez Catalán, 2006); C: regímenes tectónicos puros en función de los principales esfuerzos (Muñoz & de Vicente, 2005).

Las componentes del esfuerzo son: σ_1 es el esfuerzo principal máximo, σ_2 es el esfuerzo principal intermedio y σ_3 es el esfuerzo principal mínimo. El estado de los esfuerzos puede ser representado por un elipsoide de esfuerzos. Esta figura tiene tres ejes perpendiculares entre que sí, los cuales corresponden en magnitud a los esfuerzos principales aplicados. Estos se designan σ_1 , σ_2 , y σ_3 ; σ_1 es mayor que σ_2 , y este es mayor que σ_3 . Este elipsoide de esfuerzos representa el estado de esfuerzos tridimensionalmente en un punto del macizo rocoso (Figura 3.2.A). En función de las relaciones observadas entre los ejes representados en el elipsoide se puede caracterizar este estado de esfuerzos usando el parámetro R (factor de forma). Para $R=0$ se obtiene un elipsoide prolato (cigarro puro) y para $R=1$ se obtiene un elipsoide oblato (galleta). En función de la orientación y de la relación de la magnitud de los ejes principales de los esfuerzos, podemos describir el régimen tectónico en casos puros (figura 3.2.C) con casos intermedios.

La elipse de esfuerzos es una sección del elipsoide de esfuerzos que contiene a dos ejes de los tres, y en esta se utiliza el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) y el plano que los contiene, para construir una simplificación 2D del elipsoide de esfuerzos (Figura 3.2.B).

Un macizo rocoso lo podemos conceptualizar como un conjunto continuo de partículas. Las posiciones de las partículas cambian después de la deformación, y esas posiciones de los puntos antes y después, se pueden conectar a través de los vectores de desplazamiento. Estos vectores forman parte de un campo de desplazamiento que describe la posición (estado inicial no deformado y estado final deformado) de las partículas durante la historia de la deformación ó deformación progresiva, pero no indican el camino seguido por el punto. El conjunto de los vectores desplazamiento, constituyen el campo de desplazamiento.

El campo de desplazamiento presenta cuatro componentes principales: traslación, rotación, dilatación y distorsión (Figura 3.3.A). Los dos primeros componentes producen cambios en la posición del cuerpo, pero no en su forma ni en las relaciones geométricas internas y los dos últimos (dilatación y distorsión) producen cambios en la forma y/o relaciones geométricas internas, ya que las partículas se alejaron o acercaron y se produjeron traslaciones y rotaciones dentro del cuerpo que no se comporta como cuerpo rígido, se utiliza el término deformación interna (strain).

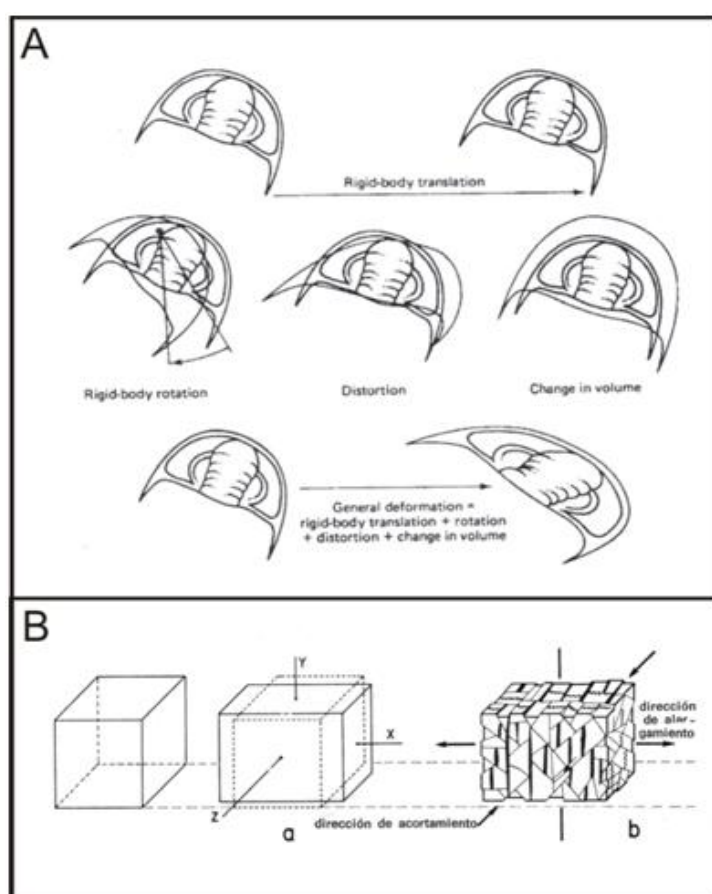


Figura 3.3. A: Las cuatro componentes de la deformación observadas a través de la cabeza de un trilobite; B: el cubo de la izquierda está sin deformación, el cubo del centro presenta deformación continua como en A, y el cubo de la derecha presenta de forma simplificada su equivalente aproximado con deformación discontinua (modif. MartínezCatalán, 2008 y Mattauer, 1976).

La traslación mueve las partículas del macizo rocoso en la misma dirección y distancia, y se representa por vectores paralelos de igual longitud. La rotación mueve las partículas de todo el macizo el mismo ángulo con respecto a un sistema de coordenadas externo.

La distorsión o strain (deformación interna) implica un cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas de un cuerpo o macizo rocoso como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. La dilatación o cambio de volumen es una deformación interna especial que implica una deformación volumétrica.

Los cuerpos deformados no mantienen su configuración original durante la deformación. El Comportamiento frágil se caracteriza por una respuesta inicial elástica de la roca, hasta que en un determinado punto de la deformación se produce una cesión y la roca se fractura. Este comportamiento se da en condiciones de confinamiento y temperatura bajo y se manifiesta por la formación de fracturas. El comportamiento dúctil se obtiene cuando la presión y temperatura son suficientemente altas para que las rocas se deformen mediante un flujo continuo (deformación continua). En este dominio las rocas sufren grandes deformaciones plásticas que son irreversibles.

3.3. Deformación frágil.

El ámbito de actuación de la deformación frágil comprende zonas donde hay presiones de confinamiento y temperaturas bajas, y las rocas no pueden compensar los esfuerzos diferenciales elevados de manera elástica. Hay una pérdida de cohesión del material cuando los esfuerzos alcanzan el valor límite de su resistencia. La deformación resultante se da en forma discontinua, y tiene como principal consecuencia la fracturación (diaclasas y fallas) de las rocas involucradas (figura 3.3.B). El diaclasado se representa por estructuras discontinuas que presentan nulo desplazamiento paralelo a la superficie, e involucra juntas y diaclasas. Las fallas en cambio corresponden a fracturas en las cuales puede observarse desplazamientos paralelos a la superficie.

La roca se deformara fracturándose cuando su resistencia a la rotura se alcance bajo esfuerzo diferencial, generando una deformación localizada que se denomina cataclasis. Esta involucra el proceso en que los cristales son rotos, triturados, aplastados, rotados y deslizados por fricción a lo largo del contacto con otros cristales.

Este proceso es intenso en las delgadas zonas o superficie de fallas y moderado en zonas más anchas o zona de deformación cataclástica (*cataclastic shear zones*).

3.4. Fracturación.

Una fractura es cualquier superficie de discontinuidad planar o sub-planar, que tiene una de las dimensiones muy menor comparada con las otras dos, y se forma como resultado tanto de esfuerzos externos (tectónica) como internos (termal o residual; Fossen, 2010). Se describen generalmente como superficies, pero pueden involucrar algún espesor.

Existen dos tipos principales de fracturas, las que son creadas por los esfuerzos tensionales denominadas fracturas de tensión y las que son creadas por los esfuerzos de cizalla denominadas fracturas de cizalla (*shear fracture*).

Las fracturas de tensión muestran una extensión aproximadamente perpendicular a las paredes, que puede ser muy pequeña (imperceptible) o tener una separación que puede ser rellenada por fluidos, precipitados minerales o material fundido. Cuando no hay separación macroscópica apreciable se denomina junta o diaclasa (*joint*). Si la separación es pequeña y no hay relleno de precipitado, y puede estar rellena de agua o aire, se denomina fisura (*fisure*), y grieta cuando la fractura es grande. Si se rellena de precipitados a partir de fluidos se denomina vena (*vein*) si es pequeña y filón si es grande. Dique (*dyke*) se denomina cuando es ocupado por un magma. Las juntas o diaclasas pueden ocurrir como fenómenos uniformemente espaciados que pueden ser correlacionados por centenas de kilómetros, o presentar un espaciamiento más irregular (Engelder, 1987 en Zeffass & Chemale, 2011).

Hay un tipo de fractura denominado fractura de contracción o cierre, que tiene desplazamiento contraccional y muestra una superficie irregular en forma de sutura y son rellenados con residuos insolubles y sin movilidad provenientes de la roca. Este tipo de fractura que tiene planos contraccionales, se denomina “*junta estilolítica*” o “*clivaje estilolítico*”. Las fracturas producidas por los esfuerzos de cizalla presentan un movimiento relativo paralelo al plano de fracturación, donde los labios tienden a deslizarse uno sobre el otro y no a separarse. Un macizo rocoso que estuviera sometido a un estado de esfuerzo triaxial y alcanzara el esfuerzo de cesión elástico, teóricamente se rompería por los planos donde están ubicados los máximos esfuerzos de cizalla que son los que están a 45° del esfuerzo mayor; plano que contiene el esfuerzo principal intermedio. Esto daría lugar a dos familias de fracturas conjugadas perpendicular entre sí, (Fig. 3.4, izquierda). En estos planos, es donde se producen las fracturas con mayor esfuerzo de cizalla (entre 30° y 45°).

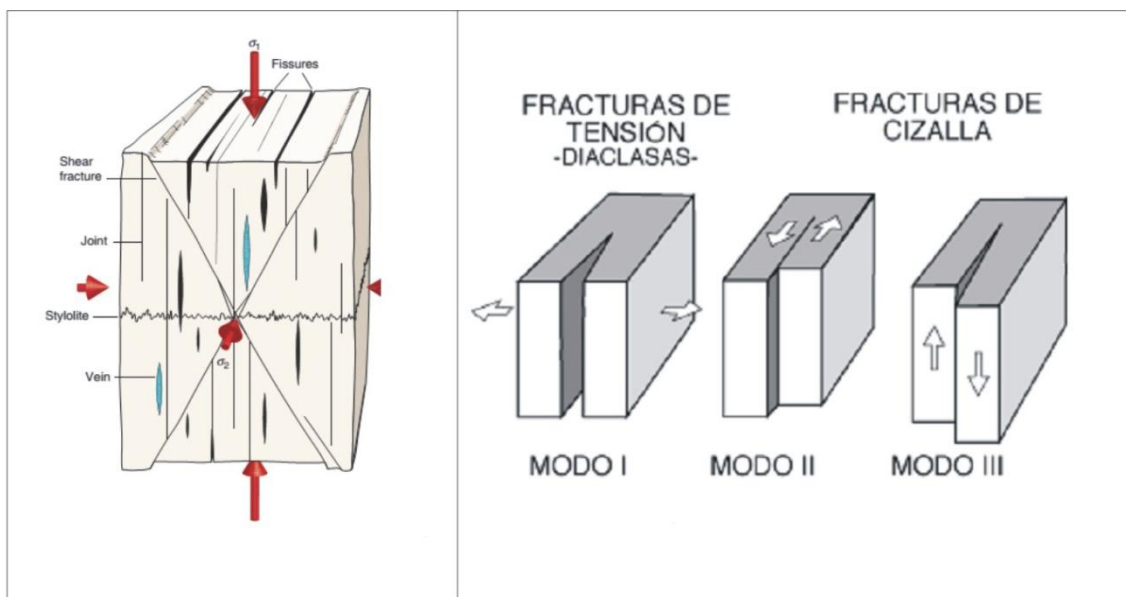


Figura 3.4. Izquierda: fracturación debida a esfuerzos externos (flechas en rojo: campo de esfuerzos; Fossen, 2010); derecha: modos de fractura (Martínez-Catalán, 2004).

En realidad, tanto en el campo como en los ensayos de laboratorio se observa la presencia de dos familias de fracturas conjugadas con un ángulo menor entre ellas de 50° a 70°, siendo la bisectriz la dirección del esfuerzo principal mayor (σ_1).

3.5. Desarrollo de la fracturación.

Se puede distinguir entre tres tipos de fracturas, dependiendo del movimiento relativo que tienen las rocas a un lado y otro de la superficie de fractura generada (Figura 4.4, derecha): (i) **modo I**, fracturas de tensión con movimiento perpendicular a la superficie de fractura, (ii) **modo II**, fracturas de cizalla, con movimiento paralelo a la superficie de fractura y perpendicular a los labios de la fractura, y (iii) **modo III**, fracturas de cizalla, con movimiento paralelo a la superficie de fractura y, además, paralelo al borde de la fractura.

Cuando las fracturas **modo I** muestran nulo a escaso desplazamiento, se denominan diaclasas. En los **modos II** y **III** se encuentran fracturas de cizalla y fallas, donde se aprecia un movimiento paralelo al labio de la falla y puede presentar también una componente perpendicular a este. Existe un modo transicional entre extensión pura y cizalla simple: extensión oblicua o rotacional.

Las fracturas de cizalla (modos II y III) se producen en planos donde se producirá el máximo esfuerzo de cizalla y las fracturas de extensión (modo I) se desarrollan en el plano principal del elipsoide de esfuerzo que la genera, propagándose en forma perpendicular a este y paralelo a los otros dos. Es observable que muchas fracturas de extensión luego se reactivan como fracturas de cizalla.

3.6. Fracturas y criterio de fracturación.

En el comportamiento frágil la roca o cuerpo rocoso acumula deformación elástica antes de producirse la rotura, es decir se observa un cierto nivel crítico de tensión, a diferencia del comportamiento dúctil donde la deformación es distribuida más ampliamente y dominada por los mecanismos de deformación plástica. En la transición frágil-dúctil, tiende a observarse una fase muy pequeña de deformación plástica antes de la rotura (de la generación de fracturas) y la rotura no crea necesariamente un plano discreto, sino crea una banda o zona de falla dominada por el flujo cataclástico.

El criterio de Coulomb establece que la resistencia frágil de un material isótropo, depende de los esfuerzos normales aplicados, de las constantes de cohesión del material (resistencia a la rotura por cizalla de un plano) y del coeficiente de fricción interna. Además relaciona el esfuerzo normal y el esfuerzo de cizalla para determinar el estado de esfuerzos en que se encuentra una roca bajo la acción de un campo de esfuerzos hasta llegar al esfuerzo de rotura (esfuerzo crítico). Propone que las rocas se rompen por los planos que cumplen la siguiente ecuación:

$$[\text{componente del esfuerzo de cizalla}] \quad \tau \text{ ó } \sigma_s = \zeta_0 + \mu \sigma$$

Donde ζ_0 es la resistencia cohesiva o cohesión primaria, es el esfuerzo de cizalla necesario para romper una roca para un σ_1 - σ_3 dado; μ es el coeficiente de rozamiento interno o coeficiente de fricción que depende del material; σ es la componente del esfuerzo normal.

Esta ecuación puede escribirse también: $\tau \text{ ó } \sigma_s = \sigma \tan \varphi$

Donde φ es el ángulo de fricción interna, que es la pendiente del ángulo de la envolvente.

Este criterio implica que la roca romperá por un plano en el cual el esfuerzo de cizalla pueda superar por un lado la resistencia que la roca opone a la rotura debido a la cohesión entre las partículas de esta (termino c_0 de la ecuación) y por otro pueda superar la fuerza de rozamiento que se opone al deslizamiento a ambos lados del plano (termino $\mu\sigma$ de la ecuación). Si el esfuerzo normal aumenta, mayor tiene que ser el esfuerzo de cizalla para generar una fractura. Este resultado se define por la ecuación denominada Envolvente de fractura, que es tangente al círculo de Mohr (característica de cada roca) y describe el estado crítico en el que una roca se fractura. El punto tangente del Círculo de Mohr con la envolvente de fractura representa la orientación del plano de fractura, además del esfuerzo de cizalla y esfuerzo normal en el plano en el momento de la rotura.

Generalmente es representado la parte superior del diagrama de Mohr, pero el diagrama completo incluye la parte inferior, mostrando dos rectas simétricas con respecto al eje de las abscisas (esfuerzo diferencial), representando las dos familias de fracturas conjugadas que pueden desarrollarse (valores positivos y negativos de esfuerzo de cizalla, sinestros y dextros por convenio de signos).

3.7. Círculo de Mohr.

El ingeniero alemán Otto Mohr introdujo el Círculo de Mohr (Figura 3.5.A) para describir el estado de esfuerzos de un plano (de un cuerpo) en el momento de su ruptura; ahí puede observarse en qué situación se produce una fractura. Se construye sobre un diagrama cartesiano denominado diagrama de Mohr en el cual se representan los esfuerzos principales normales en el eje horizontal y el esfuerzo de cizalla en el eje vertical. El estado de esfuerzos de un cuerpo es descrito por un círculo, en el cual la distancia entre los esfuerzos normales principales es el diámetro. El diagrama representa en un sistema bidimensional, el sistema de esfuerzos tridimensional actuante en el momento sobre un punto, mostrando el esfuerzo normal y de cizalla que actúan en el plano (representado por ese punto) y las relaciones geométricas entre los esfuerzos.

En la figura 3.5.A se observa que cualquier plano, como por ejemplo el del punto 1, tiene un plano complementario (punto 2) con esfuerzo de cizalla igual y diferente esfuerzo normal. El punto 1 también tiene otro plano complementario (punto 3) con igual esfuerzo normal y con un esfuerzo de cizalla que se diferencia solo por el signo, pero tiene el mismo modulo. El máximo esfuerzo de cizalla se da en $2\theta = \pm 90^\circ$, ó donde el ángulo esta a 45° de θ_1 . El esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) es un importante mecanismo de fracturación de las rocas, generalmente grandes esfuerzos diferenciales promueven el fracturamiento. Cuando una roca se adapta perfectamente al Criterio de Coulomb, se rompe por planos de rotura que siempre van a formar el mismo ángulo con el esfuerzo principal σ_1 . Se esperaría que este ángulo fuera a 45° , y presentaría dos familias de fracturas conjugadas que fueran perpendiculares entre sí. Se ha constatado, que tanto en la naturaleza como en el laboratorio el ángulo menor que presentan estas familias de fracturas conjugadas están entre 50° y 70° . La causa de este fenómeno, es que los posibles planos a romper que están sometidos al máximo esfuerzo de cizalla, presentan un esfuerzo normal alto también, lo que tiende a impedir el movimiento por aumentar la fuerza de rozamiento en ese plano. Por lo tanto, aun en el caso que el plano a 45° presenta mayor esfuerzo de cizalla, la roca tendera a romper por un plano menor, donde si bien hay menor esfuerzo de cizalla, también hay menor esfuerzo normal con lo que desciende también la fuerza necesaria para producir el deslizamiento. Los valores

típicos de estos planos de rotura del esfuerzo principal varían entre 30° y 40°. Alan Griffith consideró que la resistencia frágil es controlada por microfracturas o microdefectos orientados y dispuestos al azar en la roca. Se espera entonces que los microdefectos, dispuestos cerca del plano de mayor esfuerzo de cizalla actuante, crezcan y se unan más rápidamente que el resto para formar una fractura en la roca. También ocurre lo mismo para las fracturas de tensión, donde hay conexión para desarrollar una macrofractura (Figura 3.5.B).

Los criterios de fracturación de Coulomb y Griffith se aplican a rocas que no presentan fracturación previa, y una aplicación de esto es el Modelo de Fallas de Anderson (Figura 3.6.A). Una vez que existe fracturamiento previo, este conforma planos de debilidad dentro del macizo rocoso y es más probable reactivar fracturas preexistentes con un nivel menor de esfuerzo que crear nuevas. Esta situación es explicada a través de la Ley de Amonton de fallas reactivadas, que involucra los siguientes parámetros: el campo de esfuerzos, la orientación de las fracturas preexistentes y el coeficiente de fricción del material. Cuando el esfuerzo diferencial es aplicado perpendicular a la fractura, no hay esfuerzo de cizalla sobre la superficie y la fractura es estable. Fuera de estos planos se produce un esfuerzo de cizalla que interactúa con la fricción y posibilita la posible reactivación.

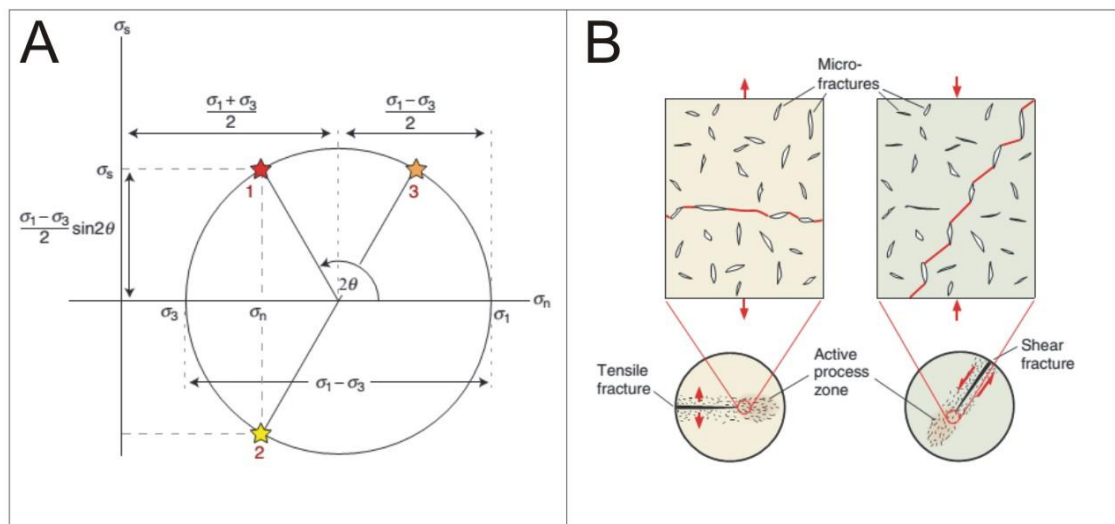


Figura 3.5. A: Circulo de Mohr (Fossen, 2010); B: Microdefectos asociados a la formación de fracturas (Fossen, 2010).

3.8. Fallas.

Una falla es una fractura de cizalla en la cual se aprecia un movimiento relativo a lo largo de la fractura. Para que ocurra el inicio de propagación de una falla, la tensión diferencial debe ser más alta que las diferencias de las tensiones regionales medias en el interior de la corteza (Engelder, 1987 en Zerfass & Chemale, 2011). Estas estructuras pueden presentar un desplazamiento variado, desde milimétrico hasta centimétrico y pueden alcanzar centenares de metros a kilómetros. El espesor también puede ser variado, se puede tratar solamente de un plano, o presentar estructuras subsidiarias secundarias y roca de falla asociada, con lo que puede ser definido un cierto espesor, pero este siempre es mucho menor que el desplazamiento y varios ordenes menor que la longitud de la falla.

Si bien, desde un punto de vista informal, una falla está vinculada tanto a mecanismos de deformación frágiles y zonas de cizalla dúctiles dominadas por deformación plástica hacia

abajo en el perfil de la corteza, el término se restringe a la generación de una discontinuidad dominada por mecanismos de deformación frágil con un desplazamiento paralelo a la pared.

En cuanto a la geometría de las fallas, cuando estas no son verticales separan dos bloques, el bloque colgante o de techo (*hangingwall*) del bloque yacente o de muro (*footwall*) subyacente. Las relaciones de desplazamiento nos dan el tipo de falla, cuando el bloque colgante desciende con respecto al bloque yacente, se trata de una falla normal (*normal fault*); en el caso contrario es una falla inversa (*reverse fault*). Si se observa un movimiento lateral en el plano horizontal y paralelo al rumbo de falla es una falla en dirección o de rumbo (*strike-slip fault*); según el sentido de desplazamiento de los bloques con respecto al observador, sinistral o direccional izquierda (*left lateral*) cuando el bloque que está a la izquierda de la falla se acerca (movimiento antihorario) y dextral o direccional derecha (*right*

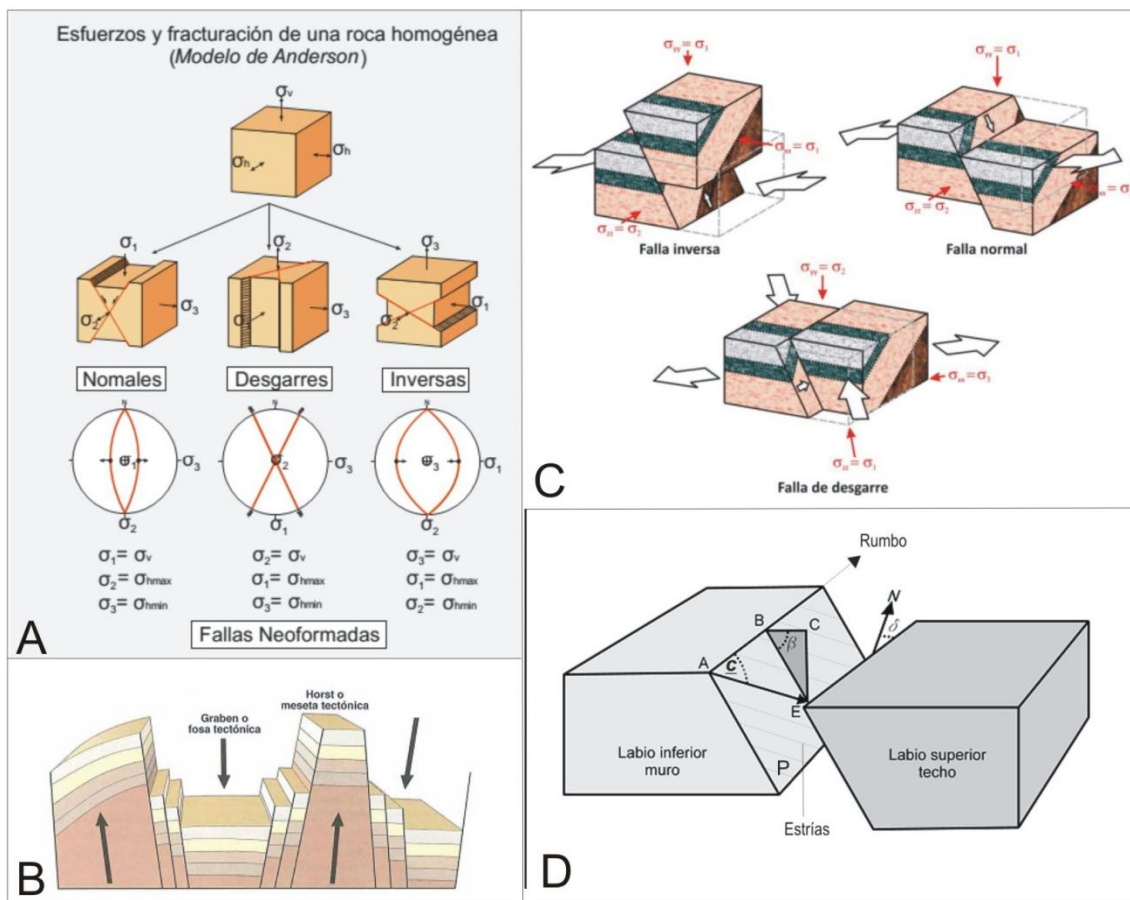


Figura 3.6. A: Modelo de fracturación de Anderson (Alfonso & de Vicente, 2010); B: estructuras mayores creadas por fallamiento; C: tipos de fallas según el movimiento relativo de los bloques (Anderson, 1951); D: elementos de una falla.

lateral) cuando el bloque que está a la derecha de la falla se acerca (movimiento horario). Aquí el plano de falla puede ser vertical o inclinado. En otras fallas el desplazamiento es oblicuo, presentan componente tanto vertical como de rumbo y rotacional, y se las denomina fallas oblicuas (fallas en tijera o pivotantes) (Figura 3.6.C).

Cerca de la superficie terrestre las rocas pueden generar fallas de acuerdo con el modelo de fracturación de Anderson (1951) (figura 3.6A). La superficie terrestre se considera un plano principal del elipsoide de esfuerzo por ser aproximadamente horizontal a gran escala, esta superficie debe contener dos de los principales esfuerzos y el tercer esfuerzo debe ser

vertical. Se puede observar un apartamiento del comportamiento ideal “Andersoniano” a través de la presencia de fallas inversas de alto ángulo; fallas normales de bajo ángulo; comportamiento lítrico de fallas normales en profundidad; curvaturas de las grandes fallas transcurrentes y poca frecuencia en la presencia de dos familias conjugadas en las fallas inversas (Figura 3.6.A). Estos fenómenos pueden tener explicaciones, que pasan por la rotación después de formada la falla (por ejemplo, basculamiento debido a otra falla o por plegamiento posterior), por el origen de las fallas, ya que pudieron haber sido creadas en profundidad y luego exhumadas, ya que en profundidad los esfuerzos principales ya no son verticales y horizontales, y es observado que las trayectorias de los esfuerzos se curvan hacia abajo (Martínez, 2003). Otro factor importante es la “herencia estructural” en cuanto a la utilización o reciclaje de planos de fallas anteriores como el camino de menor costo para la disipación de energía, dando por ejemplo fallas inversas de gran ángulo y fallas normales de bajo ángulo (Lilo & Oyarzum, 2013).

Las fallas pueden relacionarse para crear estructuras mayores. Cuando dos fallas normales separadas buzan una hacia la otra, crean un bloque hundido que se denomina graben. Dos fallas normales con buzamiento en sentido contrario a la otra, crean un bloque ascendente que se denomina horst. Las fallas mayores de una zona de falla se denominan falla maestra y se relaciona con fallas de menor porte que se denominan sintéticas (buza en la misma dirección que la falla maestra) y antitética (buza en sentido contrario a la falla maestra) (Figura 3.6.B).

3.9. Elementos de las fallas.

En una falla geológica se pueden identificar varios elementos que son indispensables para su reconocimiento, donde el principal es el plano de falla (P) que es el plano o superficie por la cual se desplazan los bloques que separa la falla (Figura 3.6.D).

En esta misma figura que muestra un bloque diagrama de un macizo rocoso afectado por una falla se puede distinguir:

- P plano de falla definido por su dirección (strike o rumbo en la figura) y buzamiento (β);
- AE desplazamiento neto de la falla (displacement vector);
- c cabeceo (ángulo entre el rumbo del plano de falla y el vector desplazamiento neto (estría);
- β buzamiento del plano de falla;
- δ (azimut) ángulo entre el Norte magnético y la dirección del plano de falla (strike);
- AB salto de dirección longitudinal o separación medida según la dirección de falla;
- BE salto de buzamiento o separación medida según el buzamiento de la falla;
- BE salto horizontal o componente horizontal de la separación de buzamiento;
- CE salto vertical o componente vertical de la separación de buzamiento;

3.10. Núcleo y zona de daño.

Las fallas generalmente no son superficies simples o zonas con espesor constante. La mayoría presenta una estructuración compleja que consiste principalmente en el núcleo de falla o superficie de deslizamiento y la zona de daño que se dispone alrededor del núcleo (Lilo & Oyarzum, 2013).

Dependiendo de la profundidad o “nivel estructural de corteza” (Mattaueer, 1976) cuando existe un régimen de esfuerzo actuando sobre las rocas, estas pueden romperse creando fallas y zonas de falla que penetran la corteza, hasta que en determinada profundidad

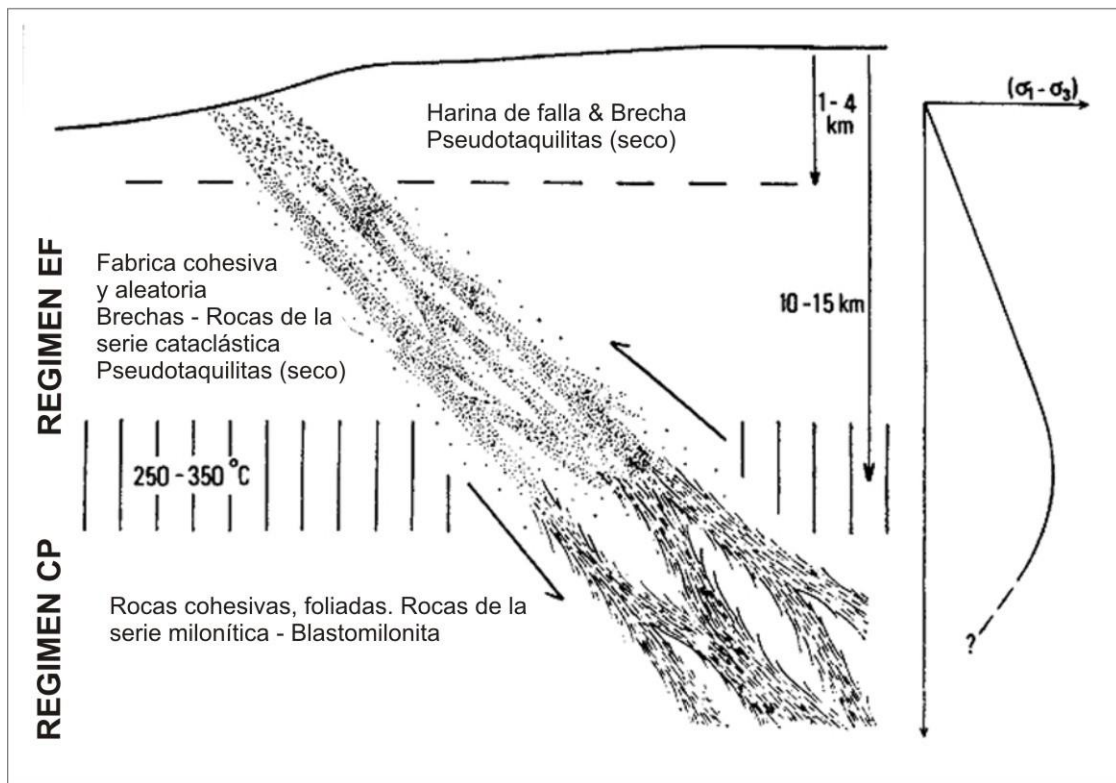


Figura 3.7. Esquema conceptual de una zona de Cizalla que relaciona las estructuras, el tipo de roca generado y el régimen (EF: elástico friccional, CP: cuasi-plástico) en función del perfil de la corteza (profundidad y temperatura) (modif. Sibson, 1975).

(superior a 10-15 kilómetros aproximadamente) a niveles crustales mas inferiores, las rocas fluyen configurándose una zona de cizalla, con una zona de transición frágil-dúctil que depende de la profundidad y la temperatura, principalmente. En esta zona de transición conviven ambos tipos de deformación, mientras que por encima o por debajo domina uno u otro tipo de deformación.

Este perfil de la corteza relaciona estos tres conceptos entre sí: fallas, zona de falla y zona de cizalla (Figura 3.7). Las fallas como plano discreto se presentan solamente en la parte superior de la corteza, generalmente pueden ser reconocidas por las estructuras que se desarrollan en la roca como consecuencia del cizallamiento.

En el plano de falla podemos encontrar estructuras como espejos de falla, escalones, estrías, venillas con fluidos hidrotermales, pulverización de la rocas adyacentes, en fin diversas estructuras que también pueden presentarse en zonas más profundas dentro de la zona de falla. Uno de los mayores argumentos para reconocer la presencia de una falla es que opera como una discontinuidad que pone en contacto rocas o unidades que de otra forma no estarían vinculadas. En la superficie terrestre pueden crear rasgos fisiográficos típicos (morfotectónica), como lineamientos de cursos de agua y producir escarpes entre otros.

La zona de falla comprende una estructura frágil compuesta por un conjunto de planos de falla que se presentan subparalelos o marcadamente oblicuos entre sí, que están interconectados y con un espaciado bastante estrecho. Esta zona es caracterizada por una densidad de estructuras de deformación que es alta en comparación con el resto. Incluye fracturas de tensión, fracturas de cizalla, estilolitos en una banda de deformación de diferente espesor. Esta estructura puede contener además zonas donde se forman brechas y/o harina de falla (faultgouge) debido a la trituración de las rocas. La zona de cizalla comprende la parte inferior de esta estructura, generalmente se ensancha hacia la base y se genera en condiciones dúctiles debido a las condiciones de temperatura y presión imperantes, donde los materiales presentan un comportamiento dúctil. En este campo se forman las milonitas. Esta zona para gradientes geotérmico normal, comenzaría a unos 10 a 15 kilómetros de profundidad. Por encima de esta zona se encuentra la zona de transición frágil-dúctil en la cual se reconocen estructuras de los dos regímenes.

Los movimientos de la fallas a lo largo del perfil de la corteza pueden alterar y transformar las rocas originales en rocas de fallas. Se observan varios tipos de roca de falla, las cuales dependen de las litologías involucradas, la presión de confinamiento (profundidad de la corteza), la temperatura, el tamaño de grano, la presión de fluidos, el campo de esfuerzos, el tipo de cinemática, entre otros factores a la hora de producirse el movimiento. Existen dos series de rocas que se forman asociadas a las zonas de deformación frágil y dúctil, la serie cataclástica y la serie milonítica respectivamente (Figura 3.7) que conforman miembros extremos de una amplia serie.

La serie cataclástica se generan en un ambiente frágil y el mecanismo de formación principal es la trituración en la zona de influencia de la falla. Podemos encontrar, en la serie cataclástica, rocas denominadas: brechas de falla, microbrechas, harina de falla (faultgouge) y pseudotaquilitas. La brecha de falla es una roca no consolidada, compuesta por fragmentos de roca angulosos, sub-angulosos a redondos, de diferente tamaño, que presenta más de 30 % de clastos inmersa en una matriz muy fina. Si la relación matriz/fragmentos aumenta, podemos llegar a la harina de falla. La harina de falla consiste en una roca consistente de polvo, muy mal consolidada, que es extremadamente fácil romperla con los dedos, a menos que haya sido consolidada por fluidos hidrotermales, con coloraciones que varía del blanco grisáceo hasta colores rojos, verdes o violáceos. Corresponde a una versión molida de la roca original.

Las pseudotaquilitas corresponden a la roca fundida localmente de manera mecánica (friccional), que es provocado por un movimiento instantáneo de la falla bajo la acción de un terremoto o sismo. Este material presenta un aspecto vítreo, de color oscuro, puede mostrar venas de inyección laterales sobre la pared, inclusiones de la roca adyacente y generalmente presenta un borde nítido con la roca adyacente.

En el extremo opuesto encontramos las milonitas, rocas que han sido formadas a mayor profundidad y temperatura, en un régimen plástico. Estas rocas son bien foliadas,

FÁBRICA ALEATORIA		CON FOLIACIÓN	
No Cohesivas	Brecha de Falla (>30% de fragmentos de roca visibles)	Brecha de Falla Foliada	
	Harina de Falla (Fault gouge) (<30 % de fragmentos visibles de roca)	Harina de Falla Foliada (Foliated gouge)	
	Vidrio	Pseudotaquilita	Pseudotaquilita Foliada
Cohesivas	Naturaleza de la Matriz Reducción tectónica del tamaño de grano y recristalización de los granos (% de matriz)	(ϕ fragmentos cm) Brecha Brecha Fina Microbrecha	($\phi > 0.5$) ($0.5 > \phi > 0.1$) ($\phi < 0.5$) 0 - 10%
		Protoclastita	Protomilonita 10-50%
		Cataclastita	Filonitas Milonita 50 - 90%
		Ultracataclastita	
	Recristalización pronunciada	¿?	Blastomilonita 90 - 100%

Figura 3.8. Clasificación textural de las rocas de fallas (modif. Sibson, 1977).

presentan una matriz recristalizada, y en contraste a las rocas anteriores, en vez de presentar en su creación mecanismos de fricción por deslizamiento y trituración de granos, presentan mecanismos de deformación dúctil.

Sibson (1977) propone una clasificación descriptiva de las rocas de falla basada en una observación textural, las rocas de falla no son foliadas (en algunos casos puede presentar foliación), mientras que las milonitas son bien foliadas. Una segunda

clasificación la hace entre rocas cohesivas y no cohesivas, y adicionalmente clasifica sobre la cantidad relativa de clastos y matriz. Esta clasificación es descriptiva y cumple con la clasificación genética, ya que distingue las milonitas de las rocas cataclásticas (Figura 3.8).

3.11. Desplazamiento en las fallas.

El desplazamiento de una falla esta dado por el vector que conecta dos puntos vinculados antes de la falla y luego del movimiento de esta (displacement vector). Este vector marca la dirección neta de desplazamiento. Idealmente, una falla en dirección presenta desplazamiento horizontal mientras que las fallas inversas y normales presentan vectores en la dirección del salto; mientras que una oblicua presenta vectores con ambas componentes. El grado de oblicuidad es representado por el cabeceo, que es el ángulo entre el rumbo del plano de falla y la estría. En general el desplazamiento total que se observa es la suma de

pequeños incrementos cada uno con su desplazamiento individual, que pueden muchas veces presentar diferentes direcciones.

La identificación de un conjunto de vectores nos da el campo de desplazamiento que actuó sobre el macizo rocoso. Los indicadores cinemáticos, y en especial las estrías proporcionan mucha información sobre la dirección, el sentido y la cantidad de desplazamiento.

3.12. Indicadores cinemáticos.

El vector desplazamiento es quien conecta dos puntos a ambos lados de la falla, antes y después del movimiento, y da una idea bien exacta del desplazamiento. En general es raro encontrar en el campo este tipo de información tan exacta, en la mayoría de los casos se puede correlacionar capas sedimentarias, diques, etc.; estructuras que se pueden relacionar de un lado y otro de la falla para estimar groseramente la orientación y longitud del vector de desplazamiento. Sobre el plano de falla propiamente dicho, se pueden utilizar varios elementos, pero la más útil y la que mejor parece estimar la orientación y longitud del vector desplazamiento son las lineaciones.

Las lineaciones en una superficie de falla pueden representar solo el último de varios eventos de deslizamiento, e inclusive estas “últimas” lineaciones pueden no ser paralelo al vector de desplazamiento total, por lo tanto, solo pueden revelar el último episodio de la historia de la deformación. Muchas veces conviven sobre el mismo plano varias familias de lineaciones que pueden sobreimprimirse y las últimas “oscurecen” u obliteran a las anteriores.

Hay casos en los que no se puede correlacionar marcadores a un lado y otro del plano de falla, por lo cual no se tiene información si la falla es normal, inversa o si es de rumbo de que tipo es (dextral o sinistral).

Las lineaciones en el plano de falla son útiles, pero hay que trabajar con criterios cinemáticos para poder determinar el sentido de deslizamiento. Es importante trabajar con la mayor cantidad posible de indicadores cinemáticos, para que la combinación de ellos de un margen elevado de fiabilidad en el análisis cinemático. A continuación, presentamos algunos de los indicadores cinemáticos más usados.

3.1.3. Crecimiento mineral (fibras minerales) y estilolitos.

Dado que las superficies de falla no son superficies planas, este hecho genera que al deslizarse estos planos generen irregularidades con orientaciones diferentes, donde se puede generar contracción local con formación de estructuras contraccionales (o de acortamiento) como estilolitos y clivaje, y extensión local en zonas cercanas donde se generan huecos o saltos donde puede darse crecimiento mineral. Un estudio de la superficie de falla y la presencia de las estructuras contraccionales y extensionales puede dar información del sentido de deslizamiento.

3.14. Estrías y surcos.

Pequeños objetos (asperezas) o granos (clastos tectónicos vinculados a fragmentos de rocas, guijarros o granos minerales fuertes) atrapados entre los labios de la falla pueden mecánicamente formar depresiones (surcos o ranuras) o estrías en el bloque opuesto debido al movimiento de la falla. La apertura en forma de medialuna se convertirá en una estría o ranura si continúa el movimiento, muchas de estas estructuras no reflejan la cantidad de deslizamiento desarrollada en la superficie. Las estrías (slickenlines) es común encontrarlas en los espejos de fallas. Se puede observar la cristalización de minerales en el lado de sotavento (hacia donde se da el avance) de estas irregularidades, con lo cual la orientación de las fibras es cercana a la dirección del deslizamiento (Figura 3.9.B).

3.15. Fracturas secundarias asociadas a fallas (fracturas subsidiarias).

En la superficie de fallas y zonas de falla, independientemente de su escala se pueden desarrollar una serie de fracturas secundarias cuya disposición dan información acerca del sentido de deslizamiento sobre la superficie de la falla. En la Figura 3.9.C se muestra las fracturas en una sección perpendicular a la superficie principal de deslizamiento y paralela a la dirección. Las fracturas secundarias pueden ser de cizalla (R y R' denominadas de Riedel, además de las P, fracturas que buzcan en la dirección opuesta a R y R'), o extensionales (fracturas T).

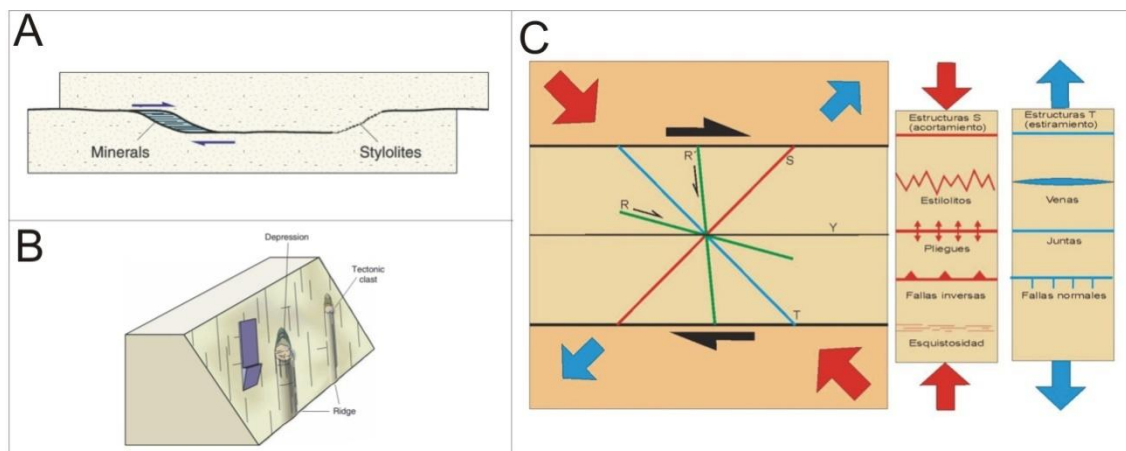


Figura 3.9. Algunos indicadores cinemáticos en el plano de falla.

Las fracturas T son fracturas de extensión, pueden estar abiertas pero generalmente se encuentran rellenas de cuarzo y carbonatos, y no muestran estriaciones. La orientación de estas fracturas con respecto a la superficie de falla es cerca de 45° , y generalmente es paralela al esfuerzo principal y los minerales del relleno crecen en la dirección de σ_3 . Las fracturas T y la superficie de falla (Y) en un corte transversal, tienden a formar un ángulo agudo cuya intersección señala la dirección de deslizamiento.

Las fracturas de Riedel (R y R') presentan un arreglo geométrico en escalón, son conjugadas y presentan un ángulo aproximado de 75° . Las fracturas R representan fallas de bajo ángulo con respecto al plano de falla conformando planos sintéticos; las fracturas R' corresponden a fallas antitéticas e inversas que forman un alto ángulo con el plano de falla (Y).

Las fracturas P son un conjunto de fracturas de cizalla que se observan buzando en la dirección opuesta a la dirección de desplazamiento y con bajo ángulo con respecto al plano de deslizamiento de falla y corresponde a una falla inversa de bajo ángulo.

En este modelo de fracturas secundarias, las fracturas R son más comunes que R' y P, en general la presencia de este arreglo en las fracturas subsidiarias revela el sentido de movimiento de la estructura mayor.

3.16. Desplazamiento de marcadores.

En determinados casos se puede apreciar en superficies como se ha desplazado un objeto en ambos lados de la falla para llegar a determinar el sentido del desplazamiento (Figura 3.10).

Doblas (1998) establece una clasificación globalizadora de los criterios para establecer los sentidos del movimiento principalmente en el campo a diferentes escalas. Clasifica sesenta y uno indicadores cinemáticos agrupados en once grupos de acuerdo a una serie de características morfológicas y geométricas, e incluye un marcador de confianza en cuanto a su calidad: bueno, regular o malo. La categoría “bueno” indica que ha sido reconocido como tal en la bibliografía y verificado por él en campo; “regular” cuando aun citado en la bibliografía no ha sido verificado fácilmente en campo, y “malo” si los sentidos de movimiento se han mostrado contradictorios. Los once grupos están repartidos de la siguiente manera: 1) indicadores ubicados en el plano de falla (CM); 2) indicadores ubicados en secciones perpendiculares al plano de falla y que muestran la disposición de los escalones formados (ST); 3) fracturación subsidiaria en secciones perpendiculares (FR); 4) planos inclinados en “escalón” formando trenes (IS); 5) Marcas de arrastre (TM); 6) Elevaciones asimétricas (AE), donde algunas presentan sus pendientes más pronunciadas en forma opuesta al movimiento, y otros a favor; 7) la presencia de elementos deformados en la superficie de falla (DE); 8) orientaciones minerales y cristalográficas (MC); 9) Vista en corte de la falla (PW); 10) escalones de falla (AC) y 11) pliegues asimétricos tanto a nivel macroscópico como en escala microscópica (AF) (Figura 3.10).

3.16. Algunos indicadores de la presencia de una falla.

Algunos de los indicadores que determinan la presencia de una falla son:

- La discontinuidad de las secuencias litológicas a uno y otro lado de una supuesta traza de falla.
- La presencia de estrías de fallas.
- La presencia de rocas generadas por deformación mecánica (harina de falla y brecha de fallas);
- La presencia de Espejo de Falla;
- presencia de pliegues de arrastre (Fig. 3.10).

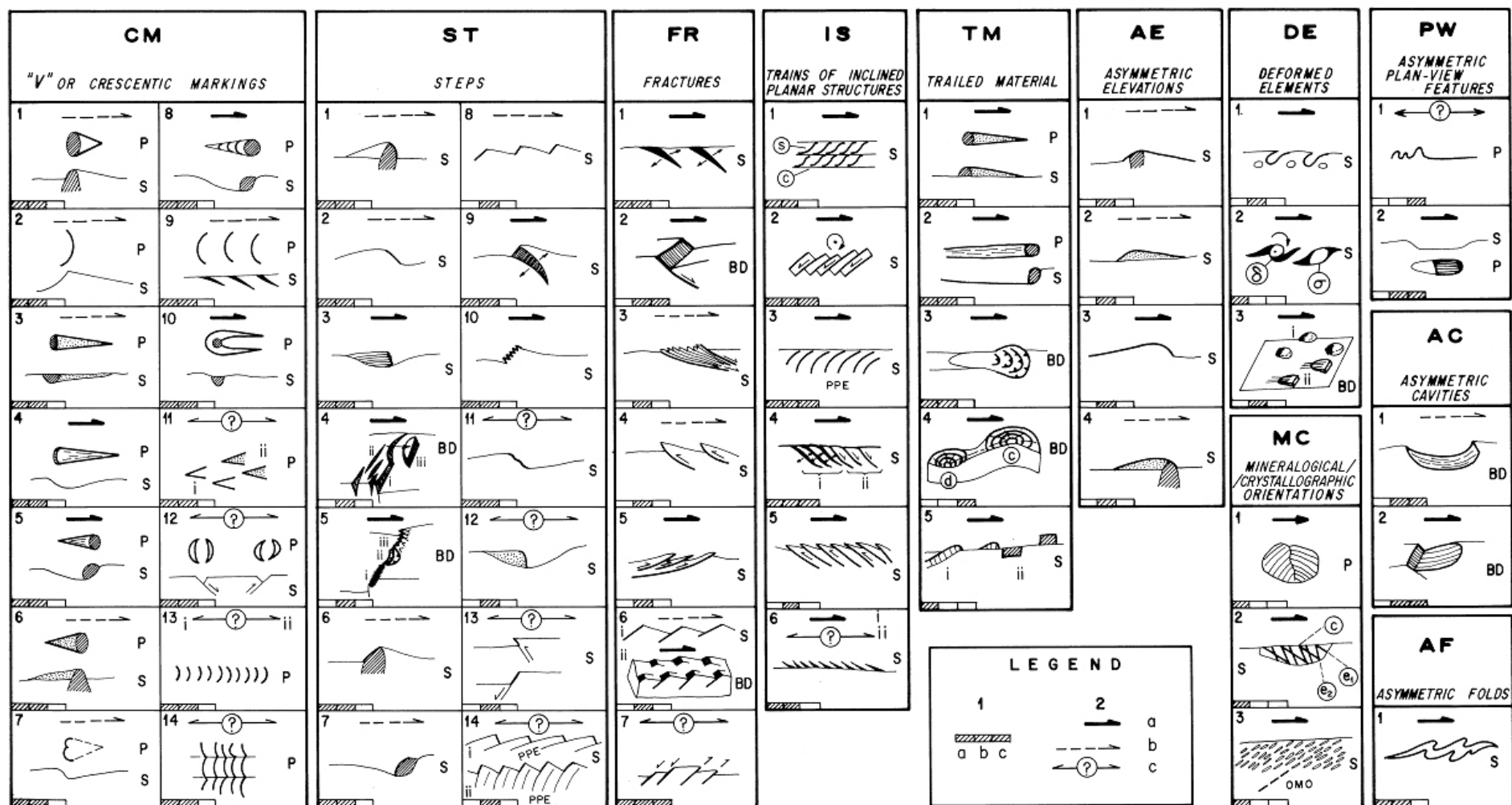


Figura 3.10. Principales indicadores cinemáticos en fallas. Leyenda: 1) escala de ocurrencia del indicador: a) microscópica, b) decimétrica, c) métrica; 2) las flechas apuntan la dirección del movimiento del bloque que falta; letras indican el grado de confianza: a) buena, b) regular, c) mala; S: sección; P: plano. (Doblas, 1997).

4. METODOLOGÍA: ANALISIS POBLACIONAL DE FALLAS (APF).

Los sistemas de falla de comportamiento frágil y reología elasto-plástica, se generan en la corteza superior, como consecuencia de la acción de esfuerzos diferenciales, que resuelven el alivio de tensión a través de la rotura (Davis & Reynolds, 1996; Fossen, 2010).

El círculo de Mohr, para ensayos triaxiales de fracturación, establece empíricamente el lugar en el que se producirá la fractura, para un determinado esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) aplicado (Jaeger et al., 2007). A través del “análisis poblacional de fallas” (APF), se recorre el camino inverso, es decir, a partir del levantamiento sistemático y procesamiento de estructuras observadas en el campo, se pueden obtener los tensores reducidos de esfuerzos que afectaron una región, desde la edad de rigidificación de la roca hasta el presente. El APF conforma un conjunto de metodologías y herramientas, muy desarrolladas en las últimas décadas, con las cuales se puede llegar a determinar las características principales del tensor de esfuerzo. Permiten determinar características tales como: (i) la orientación de los tres ejes principales del tensor de esfuerzo, (ii) las magnitudes relativas de estos ejes, y (iii) los parámetros mecánicos en el momento de la deformación, entre otras características (Muñoz-Martin & de Vicente, 2005).

Estos métodos utilizan como “input” un conjunto de parámetros geométricos y cinemáticos para cada plano de deslizamiento, como la orientación del plano de deslizamiento, la orientación de la estría sobre el mismo y el sentido de movimiento de los bloques a ambos lados del plano.

Para llevar a cabo este análisis, se miden en las estaciones de trabajo los siguientes parámetros:

- orientación del plano de falla (rumbo/dirección de buzamiento);
- ángulo de buzamiento del plano de falla (B);
- orientación de la estría: cabeceo (C);
- determinación (si la calidad del afloramiento lo permite) del sentido de movimiento de los bloques (normal, inverso, dextral o sinistral).

Como resultado del procesamiento de estos datos estructurales, se puede obtener un conjunto de estados de esfuerzos puntuales que son la base para obtener el campo regional, campo que explica un conjunto importante de los planos encontrados, en una amplia zona de la corteza terrestre. Es importante contar con el máximo posible de datos, para que las conclusiones sean lo más representativas posibles. Con la aplicación de estos tipos de métodos no es posible calcular la magnitud real del tensor de esfuerzo, pero sí los aspectos relativos a las relaciones paramétricas entre los tres ejes principales y las características mecánicas en el proceso de fracturación (Muñoz & de Vicente, 2010). Los valores absolutos no pueden ser calculados, ya que se desconoce, entre otros parámetros, la presión litostática durante la deformación (Angelier, 1989; *apud* Rodríguez Pascua, 1999).

4.1. Breve evolución histórica de los métodos de APF.

Desde el inicio de la década del 70', muchos investigadores comienzan a aplicar la metodología del APF, tanto para análisis de paleoesfuerzos (poblaciones de fallas), como para el cálculo de mecanismos focales de terremotos (Arthaud, 1969; Arthaud & Choukroune, 1972; Pegoraro, 1972; Carey y Brunier, 1975; Mattauer, 1976; Carey, 1976; Armijo & Cisternas, 1978; Armijo et al., 1982; Angelier y Mechler, 1977; Angelier, 1979, 1984; Angelier et al. (1982); Etchecopar et al., 1981; Simón Gómez, 1986; Reches, 1978, 1983, 1987; Reches & Dieterich (1983); Lisle (1987); De Vicente (1988a); Etchecopar & Mattauer (1988); Galindo-Zaldívar & González Lodeiro (1988); Rivera & Cisternas (1990); Reches et al. (1992); en Muñoz & Vicente, 2005;).

Anderson (1951) fue el primero en vincular la fracturación de las rocas con el estado de esfuerzo actuante, a partir del criterio de fracturación de Navier-Coulomb. Su modelo debía ser válido para sistemas de fallas neoformadas y con cabeceos puros de 0° o 90°. Luego, Bott (1959) propone una ecuación, que terminó siendo la base para algunos métodos de inversión de esfuerzos posteriores:

$$\tan(\theta) = (n/l.m) (m^2 - (1 - n^2) R')$$

Donde:

θ = cabeceo de la estría sobre el plano de falla;

l, m, n = cosenos directores del plano de falla;

R' = factor de forma del tensor de esfuerzo.

La ecuación de Bott (1959) relaciona la orientación y forma del elipsoide de esfuerzo que actúa sobre un plano preexistente con la orientación del esfuerzo de cizalla (τ) sobre dicho plano. R' es el factor de forma del tensor de esfuerzo y proporciona la forma del elipsoide de esfuerzo y se expresa:

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$

Donde:

σ_z = esfuerzo principal vertical;

σ_y = esfuerzo principal horizontal máximo y

σ_x = esfuerzo principal horizontal mínimo.

Hacia finales de los 60', se crea el "grupo de Montpellier", cuyos autores establecen relaciones que vinculan los ejes principales del tensor esfuerzo con las microestructuras frágiles, tales como estilolitos, juntas de extensión, etc. Arthaud (1969) propone un modelo que relaciona los ejes de esfuerzo y el movimiento de fallas ya formadas. Pegoraro (1972) crea el método de los diedros rectos, que más adelante Angelier y Mechler (1977) además de difundirlo le darán un desarrollo informático. Carey y Brunier (1974) y Carey (1976) desarrollan el primer método numérico para deducir tensores de esfuerzo. Este último análisis, permitió el desarrollo posterior de nuevos métodos, con mejoras en la calidad de la solución. Reches (1978, 1983) propone el modelo de deslizamiento, en el cual se plantean condiciones triaxiales de deformación (condición más real en la corteza) y se incluye como un caso particular el modelo

de fracturación de Anderson (1951). Reches (1987) y Reches et al (1992) ajustan el método de inversión de esfuerzos para hallar el elipsoide de esfuerzo a partir de la “Ecuación de Bott” y los parámetros mecánicos de ruptura como la cohesión y fricción.

4.2. Clasificación de los métodos de APF.

Casas et al. (1990) clasifican los diversos métodos de APF en cuatro categorías diferentes, de acuerdo a los diferentes planteamientos de partida y características propias; esto plantea la existencia de diferentes aproximaciones a la hora de explicar la relación entre poblaciones de fallas y sistemas de esfuerzo/deformación:

- a) Modelo de Fallas Conjugadas de Anderson (1951);
- b) Métodos geométricos-cinemáticos;
- c) Métodos dinámicos basados en la Ecuación de Bott;
- d) Métodos basados en el Modelo de Reches (1983);

En los últimos tiempos, la investigación ha estado enfocada en el desarrollo de nuevos métodos estadísticos, que lleven a la determinación de una solución más “realista”, y con un menor nivel de error en el cálculo de los componentes de los tensores de esfuerzo/deformación (Muñoz & de Vicente, 2005).

a) Modelo de Fallas Conjugadas de Anderson (1951).

Este modelo está basado en el criterio de fracturación de Mohr-Coulomb (*cf.* Jaeger et al., 2007) y plantea como se disponen los ejes de esfuerzo principales en relación a los planos de deslizamiento (fallas), asumiendo deformación plana, es decir, neutralidad del esfuerzo principal intermedio (σ_2). Como norma general, plantea que obtendremos dos familias de planos conjugados que se cortan formando un diedro agudo y un diedro obtuso (Figura 4.1). Según este modelo, las estrías que se observan en los planos de deslizamiento, se disponen en forma perpendicular a la línea de intersección de los planos (por ser un modelo uniaxial). En la bisectriz de los diedros agudos encontramos el eje de compresión máximo (σ_1), y en la de los diedros obtusos el eje de compresión mínimo (σ_3). En la intersección de las dos familias de planos se dispone el eje intermedio (σ_2).

Este es el único método que establece una relación entre un estado de esfuerzo y la fracturación inicial de una roca (neoformación) dando planos “nuevos”, el resto de los métodos incorpora el concepto de reactivación de los planos existentes (Casas Sainz, 1990).

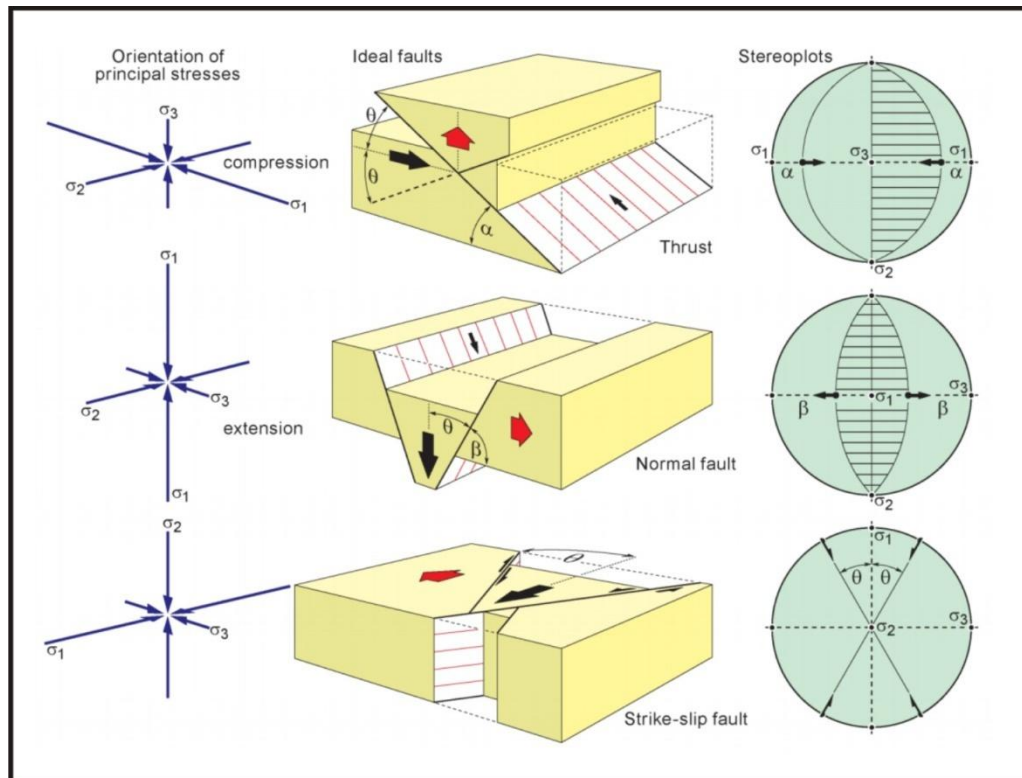


Figura 4.1. Modelo de Anderson (1951) que relaciona esfuerzos aplicados y fallas ideales (Burg, 2015).

b) Métodos geométrico-cinemáticos.

Estos métodos establecen la compatibilidad entre los ejes de esfuerzo y los movimientos de los planos de deslizamiento. Arthaud (1969) es el primer autor, en esta línea de trabajo, que propone un modelo para solucionar el problema inverso de la reconstrucción de paleoesfuerzos, utilizando el análisis geométrico y cinemático de los movimientos de los bloques sobre los planos de deslizamiento (Antón, 2003). Establece que, si elegimos una escala adecuada, se puede considerar la fracturación como un elemento globalmente penetrativo y homogéneo (Casas, 1990). La integración de los distintos desplazamientos involucrados a lo largo de los planos, permitiría definir un modelo de “*deformación global discontinua*”, estrechamente vinculada a los tres ejes principales: X, eje de máximo alargamiento; Y, eje intermedio y Z, eje de máximo acortamiento. La estría de cada plano de deslizamiento conforma la proyección sobre este plano de uno de los ejes de “*deformación global discontinua*” (Casas, 1990). El plano de movimiento M de cada plano de deslizamiento (plano perpendicular al plano de falla y que contiene a la estría), va a contener al menos uno de los tres ejes de la deformación global discontinua (figura 4.2_A). Para un conjunto de planos de deslizamiento, las intersecciones de estos planos M van a definir uno o dos de los ejes principales X, Y o Z. Aleksandrowski (1985; *apud* Casas, 1990) propuso una modificación para aplicarlo a elipsoides de esfuerzo de tipo triaxiales. Este procedimiento gráfico se realiza en proyección estereográfica, donde hay que observar los patrones de distribución de los polos de los planos M. El aspecto negativo del método es que el procedimiento de aplicación es bastante engorroso y la determinación del patrón de distribución de los planos M puede resultar imprecisa (Casas, 1990).

El Método de los Diedros Rectos (Pegogaro, 1972; Angelier & Mechler, 1977) es uno de los métodos gráficos más usados, con un procedimiento para el análisis de las fallas similar al

de cálculo de los mecanismos focales de terremotos. Se fundamenta en el concepto de “*plano nodal*”, ideado por Pegogaro (1972). Luego, Angelier & Mechler (1979) instrumentaron, para este método, un soporte informático, lo que les dio una mayor popularidad. El *software* es aplicable directamente a fallas como a mecanismos focales de terremotos.

Consiste en dividir el espacio en zonas de deformación, compatibles con la contracción o con la extensión, usando el plano de deslizamiento y un plano auxiliar. Con la ayuda de la proyección estereográfica, se procesan los datos levantados en campo (plano de falla, estría y sentido de movimiento) y el plano auxiliar. El plano de falla es una discontinuidad real de la roca, pero el plano auxiliar es una construcción geométrica, usada para el cálculo de la solución. Con el plano de falla y el plano auxiliar, se divide el espacio del diagrama en cuatro diedros rectos. Observando el sentido de movimiento de las estrías, se puede conocer cuáles de los diedros están en contracción y cuales en extensión (figura 4.2_B). Los diedros en contracción contienen σ_1 (esfuerzo principal mayor) y los diedros en extensión contienen σ_3 (esfuerzo principal menor) (Angelier, 1994); esto es coincidente con la hipótesis de Wallace-Bott, que formula que los ejes no pueden disponerse en cualquier parte del espacio. Con respecto al eje σ_2 (eje principal intermedio) no hay constricciones geométricas (Muñoz & de Vicente, 2010).

Cuando un régimen de esfuerzos activa un conjunto de fallas dinámicamente compatibles, los dos ejes principales (σ_1 y σ_3) deben tener la misma disposición, en los mismos diedros. Así, al trabajar con una población de fallas, se suman las áreas de los cuadrantes en compresión y extensión de cada una de las fallas, con el fin de hallar estadísticamente los campos compatibles en compresión y extensión para toda la población analizada. Se obtiene un estereograma final con los campos compresivo (σ_1) y tractivo (σ_3) que explica la población (figura 4.2_C). Cuando se trabaja con un numero alto de fallas, es posible que no se obtenga una compatibilidad total del 100%, debido a muchos factores, como errores introducidos al determinar el sentido de movimiento, la presencia de fallas vinculadas a otros regímenes de esfuerzos, errores en las medidas angulares, dispersión natural de los deslizamientos, entre otros (Muñoz & de Vicente, 2010). Esto se soluciona con aplicar un criterio numérico, que dará un porcentaje de compatibilidad con contracción o extensión. Esta tarea, que al principio era manual, desde hace algunos años, se hace en soporte informático, como por ejemplo el software “Drec” (figura 4.2_D).

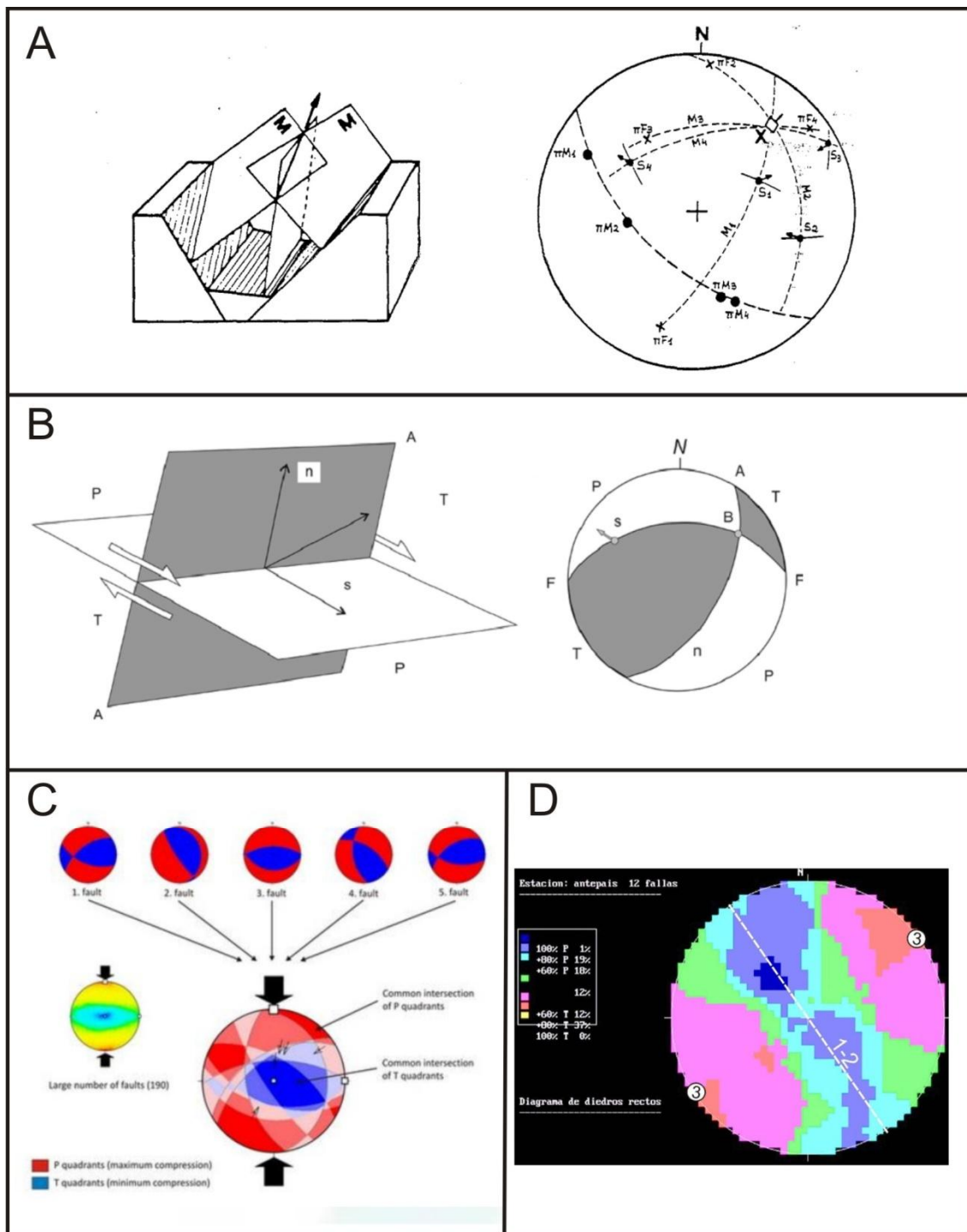


Figura 4.2. A) Método de Arthaud (1969) para el cálculo de orientación de los ejes X,Y,Z. Izquierda: bloque diagrama que muestra la disposición de los planos M en relación con los planos de fallas; Derecha: procedimiento gráfico en proyección estereográfica (semiesfera inferior), (Casas, 1990); B) Diedros rectos. Izquierda: planos en perspectiva; Derecha: planos en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F : plano de falla, A : plano auxiliar, n : vector unitario normal al plano de falla, s : vector unitario de deslizamiento, B : intersección de los planos F y A . P : diedros compresivos, T : diedros extensivos (Muñoz & de Vicente, 2010); C) Procedimiento gráfico de suma de fallas para hallar zonas compatibles en compresión y extensión; (Zalohar, 2015); D) Ejemplo de procesamiento informático del Método de los Diedros Rectos en base al software Drec (de Vicente, 1988); representación con tramas de colores de acuerdo al porcentaje de contabilidad con los ejes de extensión/compresión según dirección; trama azul: máximo compresivo; trama amarilla: máximo extensivo (Muñoz & de Vicente, 2010).

Según Muñoz & de Vicente (2010), este método parte de las siguientes premisas:

-se asume que, en el proceso de fracturación de la corteza terrestre, aparecen propiedades geométricas que son constantes con el cambio de escala (Gutenberg-Richter, 1949);

-para cada falla, se admite la presencia de dos planos ortogonales: el plano de falla (F) y el plano auxiliar (A), ortogonal a las estrías del plano de falla. A partir de esto, se puede determinar la presencia de los cuatro diedros rectos;

Observando la disposición de los diedros rectos, se puede llegar a determinar la dirección de los principales esfuerzos.

La ventaja del método se vincula a su rápida visualización, y sus desventajas residen en que aporta soluciones cualitativas (a veces con un grado de ambigüedad importante), a veces no aporta datos sobre la forma del elipsoide y otras los ejes del elipsoide aparente no quedan bien definidos (pueden aparecer inclinados o no ser perpendiculares entre sí). Entre los trabajos posteriores para solucionar problemas del método original, Leslie (1987) introduce dos condiciones para obtener mejores resultados:

-los ejes de máxima compresión y extensión deber ser perpendiculares;

-ambos ejes deben de estar en parejas opuestas de diedros (Muñoz & de Vicente, 2010).

c) Métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott.

Bott (1959) plantea en su ecuación que la orientación de la máxima componente de cizalla (τ) sobre un plano pre-existente (que en este caso es la estría), está directamente vinculada a dos parámetros:

-la orientación del plano con respecto a los ejes principales de esfuerzo;

-la forma del elipsoide de esfuerzos (R').

Esta relación se expone en la denominada Ecuación de Bott:

$$\tan(\theta) = \frac{n}{l.m} (m^2 - (1 - n^2) \cdot R')$$

Para: $R = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$

Donde:

(θ) = cabeceo de la estría;

l, m, n = cosenos directores del plano de falla;

R' = factor de forma del elipsoide de esfuerzo;

σ_z = esfuerzo principal en la vertical;

σ_y = esfuerzo principal máximo en la horizontal;

σ_x = esfuerzo principal mínimo en la horizontal.

La Ecuación de Bott expresa matemáticamente la relación antes mencionada; establece que la tangente del ángulo de cabeceo está definida por los cosenos directores de la normal al plano de falla y por el factor de forma del elipsoide de esfuerzo actuante. Eso explica la activación de planos preexistentes cuando son sometidos a un nuevo campo de esfuerzo. Esta relación matemática es la base de los métodos de inversión de esfuerzos. Se asume que cada vector de deslizamiento tiene la misma orientación y sentido que el esfuerzo de cizalla correspondiente al tensor medio que explica la población, y por lo tanto todas las fallas se movieron bajo el mismo campo de esfuerzo, de forma independiente, pero de forma consistente a un “único” tensor medio de esfuerzos. Esta aproximación a la solución obliga a que se cumplan una serie de requisitos (Muñoz & de Vicente, 2010):

- el estado de esfuerzo es homogéneo, a la escala de estudio,
- el tensor “solución” activa un número elevado de planos preexistentes,
- en cada plano de falla, el deslizamiento es paralelo a la dirección del máximo esfuerzo de cizalla (no debería haber deformaciones conducidas que modifiquen esto).

Se denomina “problema inverso” a la obtención del tensor de esfuerzo medio a partir del estudio de planos de deslizamiento de una población de fallas (figura 4.3). Estos métodos pueden aplicarse a fallas neoformadas (ambiente de rotura de fricción interna) como a fallas reactivadas (ambiente de rotura de fricción al deslizamiento).

Este tipo de análisis no es método directo, implica que se adopten estrategias de análisis estadístico, para encontrar el mejor ajuste para los datos de la población de fallas medidos en el campo y los esfuerzos de cizalla teóricos. Se busca en este tipo de métodos mediante el análisis tridimensional a través de procesos iterativos de prueba y error, localizar un tensor solución que haga mínima la diferencia entre las estrías teóricas y las estrías reales.

Este tipo de Métodos proporcionan:

- las orientaciones de los ejes principales del tensor solución (σ_1 , σ_2 , σ_3); y

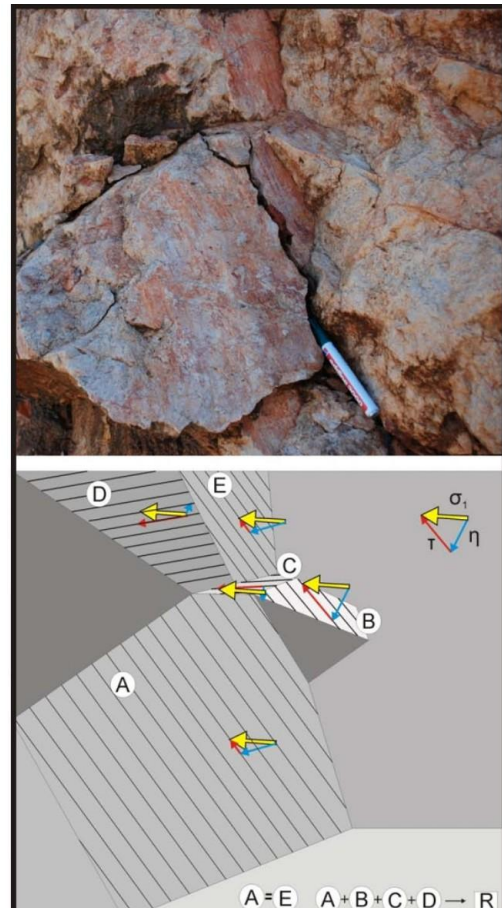


Figura 4.3. Mediante la ecuación de Bott (1959) se puede obtener el tensor de esfuerzos. Los cuatro pares de plano de deslizamiento-estría (A, B, C, D) proporcionan el valor de R y la orientación de los esfuerzos principales (Muñoz Martín & de Vicente, 2010).

-las magnitudes relativas de los ejes definidas por el factor de forma R (stress ratio), que representa el tipo de elipsoide del tensor solución (figura 4.3).

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Reches (1987) propone el **Método de Inversión de Esfuerzos** que luego mejora Reches et al., 1992, el cual permite obtener la orientación y las magnitudes relativas del tensor solución para una población de fallas, en base a la ecuación de Bott (1959) y el criterio mecánico de fracturación de Navier-Coulomb. Como producto este método permite obtener la orientación en el espacio del tensor de esfuerzos que explica la mayoría de las fallas presentes en el análisis (figura 4.4_A).

Es un método más restrictivo que los anteriores, ya que incorpora condiciones mecánicas de fracturación; y es capaz de proporcionar los parámetros mecánicos relativos a la fracturación, tanto para fallas de neoformación (cohesión y coeficiente de fricción interna) como para fallas reactivadas (resistencia cohesiva al deslizamiento y coeficiente de fricción).

Este método asume las siguientes premisas (Rodríguez Pascua, 1999; Muñoz & de Vicente, 2010):

1) el deslizamiento sobre un plano de falla se produce en la dirección del máximo esfuerzo de cizalla resuelto, o en su defecto perpendicular a la dirección de cizalla nulo;

2) los esfuerzos de cizalla (σ_c) y normales (σ_n) en el plano de falla satisfacen el criterio de rotura de Navier-Coulomb y el de deslizamiento friccional definido como (figura 4.8):

$$\tau = \mu \cdot \sigma_n \quad (\text{reactivación; fricción al deslizamiento})$$

$$\tau = C + \mu \cdot \sigma_n \quad (\text{neoformación; fricción interna y al deslizamiento})$$

Donde:

τ = esfuerzo de cizalla

μ = coeficiente de fricción

σ_n = esfuerzo normal

C = resistencia cohesiva al deslizamiento

3) las fallas pueden ser neoformadas o reactivadas (aplicable a los dos criterios de rotura);

4) como las fallas fueron activadas bajo un mismo estado de esfuerzo o tensor medio, el deslizamiento en el plano de falla se produce bajo condiciones mecánicas relativamente uniforme (la cohesión y los coeficientes de fricción se representan por sus valores medios).

Para hallar el resultado, el método de cálculo (Muñoz & de Vicente, 2005) esquemáticamente presenta los siguientes pasos. Se parte de la base que cada falla es representada por dos vectores:

-un vector normal a la falla (N_i ; $i= 1,2,3$) [eje de deslizamiento]

-un vector paralelo al eje de deslizamiento (S_i ; $i= 1,2,3$) [eje normal al eje de deslizamiento];

Se obtiene un parámetro B, que es producto de la multiplicación vectorial de los vectores antes mencionados. Este parámetro es utilizado para el desarrollo matemático del supuesto 1) y supuesto 2 (Jaeger y Cook, 1976 en Muñoz & de Vicente, 2005):

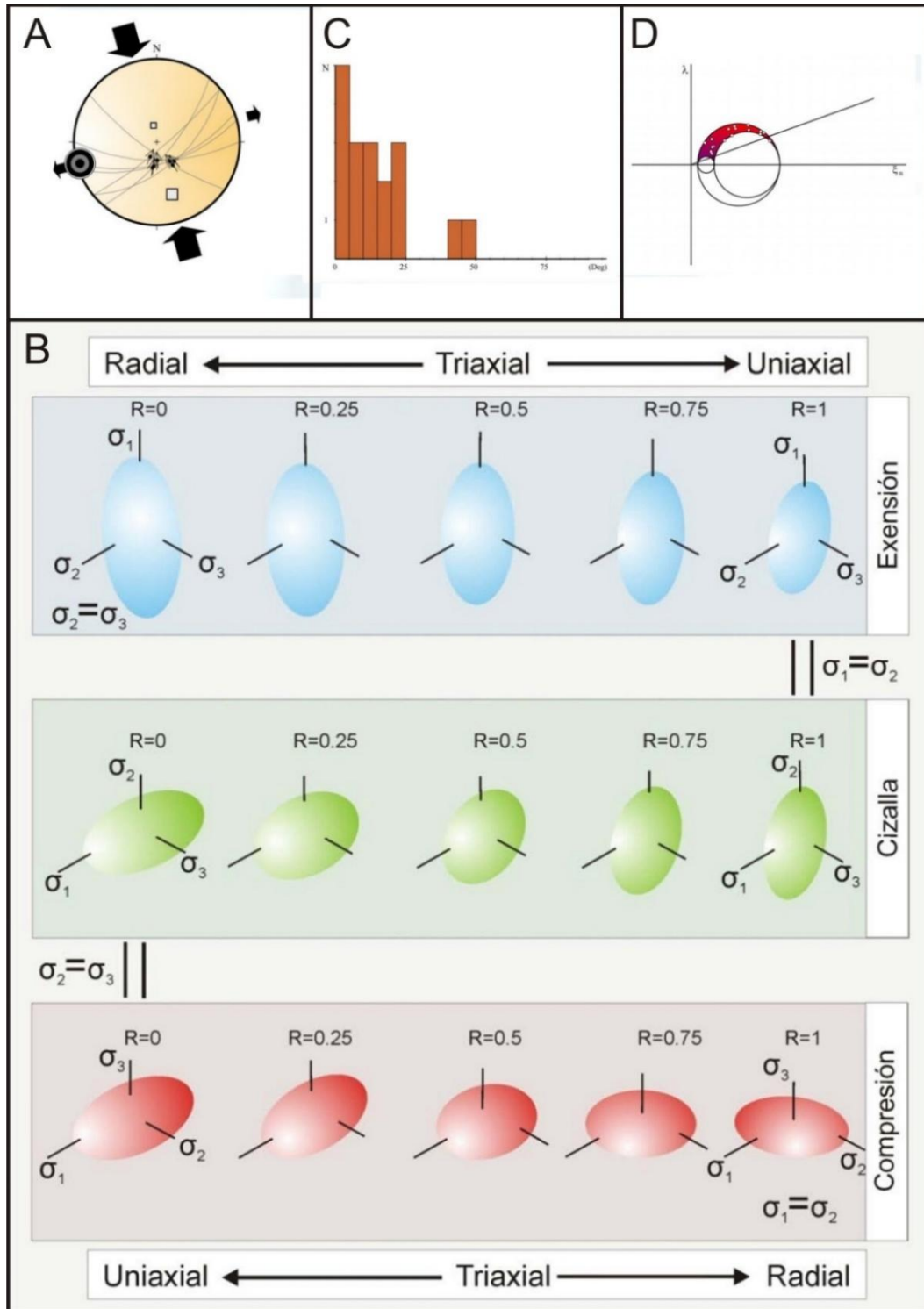


Figura 4.4. A) Ejes de un tensor de esfuerzo solución para una determinada población de fallas (Zalohar, 2015); B) Regímenes de esfuerzo para $R=0$ y $R=1$ en función de cual esfuerzo principal se encuentra en la vertical (Muñoz & de Vicente, 2010); C) Histograma de desviaciones angulares entre estrías teóricas y reales (Zalohar, 2015); D) Circulo de Mohr y criterio mecánico de la solución (Zalohar, 2015).

Supuesto 1:

$$(\sigma_{11} - \sigma_{33})N_1B_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})N_2B_2 + \tau_{23} (N_2B_3 + B_2N_3) + \tau_{13} (N_1B_3 + B_1N_3) + \tau_{12} (N_1B_2 + B_1N_2) = 0$$

Supuesto 2:

$$(\sigma_{11} - \sigma_{33})N_1S_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})N_2S_2 + \tau_{23} (N_2S_3 + S_2N_3) + \tau_{13} (N_1S_3 + S_1N_3) + \tau_{12} (N_1S_2 + S_1N_2) = \mu[(\sigma_{11} - \sigma_{33})N_{12} + (\sigma_{22} - \sigma_{33})N_{22} + \sigma_{33} + 2 \tau_{23} N_2N_3 + 2 \tau_{13} N_1N_3 + 2 \tau_{12} N_1N_2]$$

Para una población de “N” fallas, a partir de estas ecuaciones, se deriva en un sistema de 2*N ecuaciones, lo cual implica la multiplicación de dos matrices:

$$F = A * D$$

Donde:

F = vector con 2N términos;

A = matriz de 2N * 5;

D = vector de esfuerzo desconocido (de cinco componentes);

Este sistema $F = A * D$ es un sistema lineal donde A y F son conocidos por la orientación del plano de deslizamiento y de la estría en cada falla analizada en el campo. El vector D se determina con métodos lineales algebraicos y da como resultado un tensor solución general (σ_1, σ_2 y σ_3) con el mínimo error. El cálculo implica que se haga este procedimiento para cada coeficiente de fricción (desde 0.0 hasta 2.0) separando un tensor en cada calculo, obteniéndose soluciones diferentes para cada población, y procediéndose a descartar las que se consideran inaceptables. En muchos análisis se ha incluido para este cálculo la presión de fluidos y cohesión, donde se asume que el deslizamiento se va a producir en aquellos planos donde la cohesión va a tender a 0.

Este método realiza un estudio de la calidad de la solución. En efecto, presenta como calidad de una solución el análisis de la desviación de las propiedades del tensor teórico y los datos obtenidos en el campo. Reches *et al.* (1992) aplican dos tipos de análisis de desviación basándose en la dispersión de los ángulos, denominados:

-Ángulo de desviación de los ejes principales: PAM (Principal Axes Misfit Angle);

Cuando hay un deslizamiento en un plano de falla y este cumple con el criterio de ruptura de Coulomb, puede haber muchos estados de esfuerzo que expliquen ese movimiento. Pero la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) es mínima solo para una orientación del tensor de esfuerzos (Jaeger & Cook, 1976; Muñoz & de Vicente, 2005). El tensor que presenta una mínima diferencia de esfuerzos se denomina “*tensor ideal*” (C_1 y C_3) y es único para cada falla.

Los esfuerzos principales de este tensor (C_1 y C_3), están contenidos en el plano que está definido por eje de deslizamiento y la normal al plano de falla. El C_1 tiene un ángulo $B = 45 - (\phi/2)$ con el eje de deslizamiento, y un ángulo de $45 + (\phi/2)$ con la normal a la falla (donde $\phi = \arctan \mu$).

El ángulo entre los ejes del tensor ideal (C_1, C_2, C_3) y los ejes del tensor general ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) debe ser calculado para cada falla. El ángulo de desviación medio (t) de los ejes principales para cada falla se define:

$$t = \frac{(C_1 \wedge \sigma_1 + C_2 \wedge \sigma_2 + C_3 \wedge \sigma_3)}{3}$$

Para obtener el PAM = $\sum_{i=1}^N t_i / N$

Donde:

N= número de fallas;

t= ángulo de desviación media de los ejes principales de cada falla;

El valor de PAM mide la desviación entre la orientación del tensor obtenido por el método para la población de fallas y el “tensor ideal”.

-Desviación angular de deslizamiento: (SM) Slip misfit.

Este parámetro es el ángulo de desviación medio entre el eje de deslizamiento obtenido en el campo (la estría real observada y medida) y la dirección de τ (esfuerzo máximo de cizalla ó estría teórica calculada a partir del tensor solución) en el plano de falla. La dirección de τ se obtiene del tensor general y la dirección del plano de falla, es un dato obtenido en el campo.

La desviación angular de deslizamiento es el ángulo medio entre el eje de deslizamiento observado (a partir de la estría) y el eje de deslizamiento calculado (a partir del tensor solución) para toda la población de fallas (figura 5.4_C).

Muñoz & de Vicente (2005) plantean que las soluciones deben tener en cuenta las siguientes premisas:

- μ deberá ser lo más próximo a 0.8,
- los ángulos de desviación entre los ejes de deslizamiento y ejes principales observados (ángulo TAO) y ejes principales calculados (ángulo SIG), deben ser mínimos,
- el valor de la cohesión debe ser resistente al deslizamiento (C mayor o igual a 0) y menor al 5 % del valor de la diferencia de esfuerzo (¿esfuerzo diferencial?) para que la resistencia sea friccional.

En este trabajo se utiliza dentro de la aplicación de este método, el software T_Tecto Studio X5 (Zalohar, 2015), que aplica el concepto de mejor ajuste del tensor de esfuerzo. Los resultados se limitan también con soluciones mecánicamente posibles.

d) Métodos basados en el modelo de Reches (1983).

Los métodos basados en Reches (1983) constituyen una aproximación diferente a los anteriores para explicar la dinámica de la fracturación. Esta diferencia nace de la necesidad de solucionar un problema que el modelo clásico de fallas conjugadas de Anderson planteaba: la disposición de las familias de planos de deslizamiento en forma conjugada, conforma una “*deformación plana*”, lo que tiene como consecuencia que presenta un eje (que lo encontramos en la línea de intersección de ambas familias de planos) con deformación nula. La limitación que se planteaba es que la fracturación de una roca según el Modelo de Anderson, no puede acomodar una deformación triaxial, situación que parece ser muy extendida en la naturaleza (Simón, 1990). Reches (1983) estableció este modelo para explicar el desarrollo de la fracturación en “*condiciones verdaderamente triaxiales*” (Rodríguez, 1999).

El **modelo de deslizamiento** de Reches (1983) parte de la base que en la naturaleza la fracturación se produce en condiciones verdaderamente triaxiales; por lo tanto, la disposición de las fracturas adopta una simetría ortorrómbica, con respecto a los ejes principales del elipsoide de deformación (Antón, 2003). Aquí, se prescinde del significado de las estrías de deslizamiento, y se centra en la distribución de los planos de fracturación, para acomodar la deformación.

Este modelo explica este tipo de simetría a partir del criterio de fracturas de Navier-Coulomb, donde las fracturas se van a disponer en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios, ya que esta geometría es la que mejor dispersa la energía friccional durante la deformación frágil (figura 4.5_A) (Muñoz & de Vicente, 2010).

Los ensayos de fracturación de rocas son realizados en condiciones de deformación plana que se explican usando el modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual conforma un caso particular que tiene como consecuencia una simetría de los planos de falla de tipo monoclinica (deformación plana, $\epsilon_z=0$).

Para que haya deslizamiento hay que vencer la resistencia cohesiva y friccional. Este modelo relaciona matemáticamente el parámetro k' y el ángulo de rozamiento interno (ϕ) del plano de falla en el momento del deslizamiento, con los cosenos directores de las estrías de fricción y las normales a los planos de falla, que están íntimamente vinculados a los valores angulares de las fallas observados en el campo (sentido de buzamiento, buzamiento del plano y cabeceo de la estría).

$K' = \epsilon_y / \epsilon_z$ donde: ϵ_y es el máximo acortamiento horizontal; ϵ_z es el eje de deformación vertical (forma del elipsoide de deformación).

Según el valor de k' se establecen dos secuencias:

-secuencia normal con $-0.5 < k' \leq +\infty$ (se da un acortamiento en ϵ_z)

-secuencia inversa con $-\infty \leq k' < 0.5$ (se da una extensión en ϵ_z) (figura 4.5_D).

Se trata de un método directo, que tiene dos grandes características: permite separar subpoblaciones de fallas que son compatibles con direcciones de máximo acortamiento en la horizontal (Dey), y también permite asignar un sentido de movimiento teórico de los planos de deslizamiento; aquellos que en el campo no ha sido posible asignarle uno (en función de las relaciones entre buzamiento del plano de falla y el cabeceo de la estría).

En este modelo no se pierde la singularidad de cada plano de deslizamiento, ya que cada plano aporta una solución. Una serie de ecuaciones y los diagramas obtenidos a partir de estos, permite obtener el/los tensores de deformación involucrado/s.

De Vicente (1988) dentro de este modelo, desarrolla una metodología de análisis de fallas a partir de ecuaciones donde vincula los datos obtenidos en campo de cada falla (buzamiento, orientación del buzamiento y cabeceo), con los valores de k' (forma del elipsoide de deformación) y ϕ (ángulo de rozamiento interno) en el momento de producirse la falla. Se clasifican las fallas en función de K' y la dirección de máximo acortamiento (Dey) en la horizontal (Rodríguez, 1999).

Siguiendo a Vargas-Jiménez et al. (2002), las ecuaciones que plantea para el análisis son:

$$\Phi = \text{Arcsen} [(2 - \sin^2 B - P - 1) / (1 - P)^{1/2}].$$

Donde:

B= buzamiento del plano de falla;

C= cabeceo de la estría sobre el plano de falla;

Φ = ángulo de rozamiento interno;

$$P = \sin^2 B * \cos^2 C$$

De acuerdo al resultado de esta primera ecuación, si se obtiene que $\Phi > 0$, entonces e_z (eje principal vertical de la deformación) presenta acortamiento y por lo tanto la falla es normal. Si $\Phi < 0$ a falla es inversa y se toma el valor absoluto para las próximas ecuaciones.

Para fallas normales:

$$K' = P / (1 - P)$$

$$S = 2 \operatorname{Arcsen} (K' / \tan^2 B)^{1/2}$$

$$D_{ey} = D \pm (90 - S/2)$$

para fallas inversas:

$$K' = -1 / (1 - P)$$

$$S = 2 \operatorname{Arcsen} (K' + 1 / -\tan^2 B)$$

$$D_{ey} = D \pm (S/2)$$

Donde:

$$K' = (e_y/e_z); \text{ con } e_y \text{ horizontal y } e_y > e_x$$

S = ángulo de separación (en el plano horizontal), de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios;

D_{ey} = dirección del mayor acortamiento de la deformación en la horizontal;

El resultado de estas ecuaciones individualiza para cada plano de deslizamiento un valor del ángulo de rozamiento interno (ϕ) y la forma del elipsoide de deformación (k') en el momento de la deformación.

A través del diagrama cabeceo/buzamiento (C/B) (figura 4.5_B) el autor relaciona los valores del parámetro k' con el tipo de deformación (asociando magnitudes relativas a los ejes de deformación), delimitando siete campos con diferentes elipsoides de deformación (Vargas-Jiménez et al., 2002), que son los siguientes:

1. Deformación por cizalla con componente extensivo (fallas direccional – normales)
2. Deformación extensiva con componente de cizalla (fallas normal – direccionales)
3. Deformación por cizalla con componente compresivo (fallas direccional inversas)
4. Deformación compresiva con componente de cizalla (fallas inverso direccionales)
5. Deformación por cizalla pura (desgarres puros)
6. Deformación extensiva radial pura (fallas normales puras)
7. Deformación compresiva radial pura (fallas inversas puras).

Los campos 1. y 3. delimitan fallas con mayor movimiento según la dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos). En los campos 2. y 4. se observan fallas que tienen movimientos más importantes según la máxima pendiente del plano de deslizamiento (cabeceos altos). Los campos 1. y 2. pertenecen a las fallas normales (acortamiento en E_z), 3. y 4. pertenecen a fallas inversas (extensión en E_z). Los casos donde los planos de deslizamiento tienen $B=90$ y/o $C=90$ son casos extremos que se corresponden con elipsoides de tipo deformación plana ($E_2 = 0$), característicos del modelo de fracturación de Anderson (1951), en el cual se generan solo dos familias de fallas (figura 4.1). El diagrama C/B nos da de forma gráfica y rápida los posibles tipos de fallas que tenemos (figura 4.5.B).

Otro gráfico que se realiza a partir del análisis de los resultados de estas ecuaciones, es el diagrama Dey/ k' (figura 4.5_C), donde enfrenta para cada falla el valor de k' hallado y la dirección del máximo acortamiento en la horizontal que explica ese plano de deslizamiento. La gran utilidad de este diagrama es separar poblaciones de fallas que se acomodan a diferentes direcciones de máximo acortamiento horizontal.

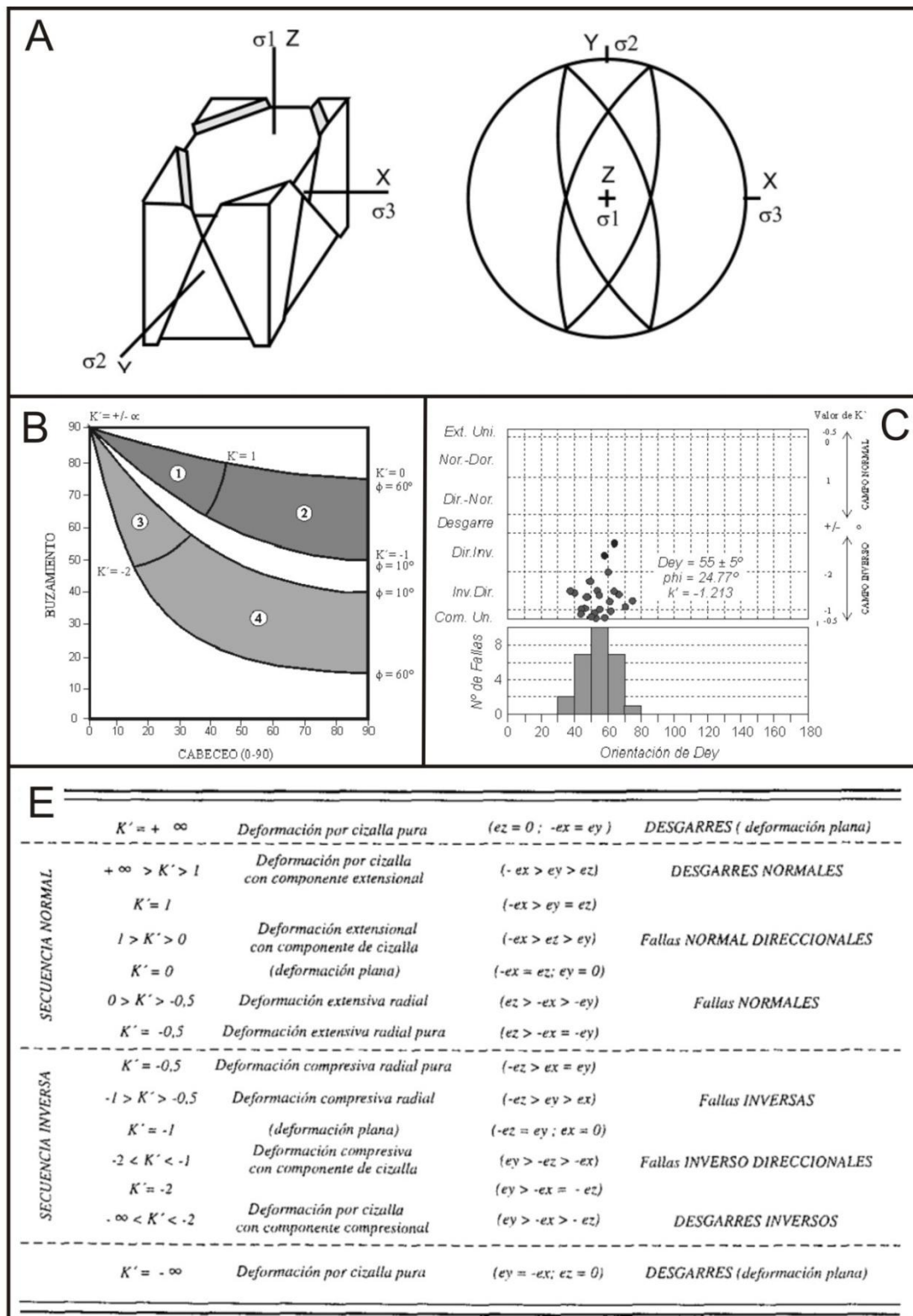


Figura 4.5. Modelo de Deslizamiento. A) Simetría ortorrómbica de la deformación triaxial (Muñoz & de Vicente, 2010); B) Cuadro Buzamiento/Cabeceo de la estría (Antón, 2003); C) Diagrama Dey/ K' (Antón, 2003); D) valores de K' y elipsoides de deformación (Antón, 2003).

4.3. Aplicabilidad y combinación de los métodos de APF.

Debido a las particularidades de los diferentes métodos, y las mejoras que han incorporado para mejorarlos, se hace necesario el uso combinado de varios de ellos, para obtener mejores resultados (Casas *et al.*, 1990). La combinación de métodos difiere en los distintos trabajos según su disponibilidad y la preferencia de los diferentes autores, pero, en general, se utiliza primero el Modelo de Deslizamiento para caracterizar la población, determinar si es “polifásica”, y en tal caso tratar estas subpoblaciones con el Método de los Diedros Rectos y un método derivado de la ecuación de Bott (1959), con el fin de determinar el tensor reducido de esfuerzos.

Teóricamente, con cuatro fallas provenientes de cuatro familias diferentes, se puede definir matemáticamente un tensor de esfuerzo triaxial, si bien es el mínimo se debe tratar de obtener el máximo posible de datos, para que el análisis de tensores tenga un significado estadístico (Casas *et al.*, 1990).

Una cuestión principal de la aplicabilidad de los métodos, es en qué medida los tensores de esfuerzo obtenidos a partir de este análisis, reflejan el campo de esfuerzo regional. Las estructuras levantadas en una estación de trabajo, reflejan un estado “puntual” en el espacio /tiempo. Se establece que, en un ambiente de litosfera superior, la transmisión del campo de esfuerzo “regional” pueda ser reconocida si no hay accidentes que modifiquen la trayectoria y los valores del esfuerzo en esa región. Estos campos de esfuerzo regionales podrán ser detectados en las estaciones, como parte del estado de esfuerzo puntual (Casas, 1990). Pese a esto, se ha constatado que el campo de esfuerzo regional puede presentar “inhomogeneidades” espaciales y temporales.

En cuanto a las espaciales, pueden existir estructuras con una escala capaz de causar perturbaciones en la transmisión de los esfuerzos que da lugar a la generación de campos secundarios locales, que reflejaran ese fenómeno (Casas, 1990). Es importante detectar la existencia de éstas, como por ejemplo la influencia local que puede tener una falla, creando estructuras que reflejan ese accionar, por ejemplo, en la disposición de estilolitos y venas (figura 4.6_A). Si no reconocemos esta situación, podemos cometer el error de asignar más fases tectónicas de las que realmente hay (de Vicente, 1988).

Casas *et al.* (1990) denominan población poli-tensorial (en vez de polifásica) al conjunto de fallas del cual se obtienen varios tensores de esfuerzo diferente como solución, ya que no puede deducirse automáticamente la presencia de fases tectónicas de alcance regional.

Es recomendable trabajar con una serie de estaciones lo más numerosa y distribuida posible. Esto lleva a poder definir un modelo espacial de trayectoria de campo de esfuerzo donde pueda ser reconocido el campo regional y las perturbaciones locales (Casas, 1990).

Si se llega a la construcción de este modelo de campo de esfuerzo regional, se podrá tener la base para resolver dos problemas fundamentales de una adecuada interpretación tectónica (Casas, 1990):

- la relación espacial y genética entre un proceso tectónico, el campo de esfuerzos que crea y las estructuras (a diferentes escalas) generadas como consecuencia; y

- la diferenciación entre lo que es una variación local (espacial) del campo regional debido a perturbaciones secundarias y variaciones temporales del campo regional como consecuencia

de la evolución de los procesos geodinámicos, lo que si sería posible asignar a diferentes fases tectónicas.

Casas et al. (1990) proponen que para la elección del tensor real entre los tensores compatibles es necesario contar con la compatibilidad mecánica como “*test de veracidad de la solución*”. La representación en el círculo de Mohr de la solución constituye un instrumento muy bueno a la hora de determinar si las fallas han podido jugar un papel determinante bajo el accionar de un régimen de esfuerzo. Aquellas que se encuentran representadas en la parte inferior derecha del diagrama, es muy posible que no hayan podido sobrepasar la línea de resistencia intrínseca de la roca (figura 4.6_B) y por lo tanto no sean una solución aceptable.

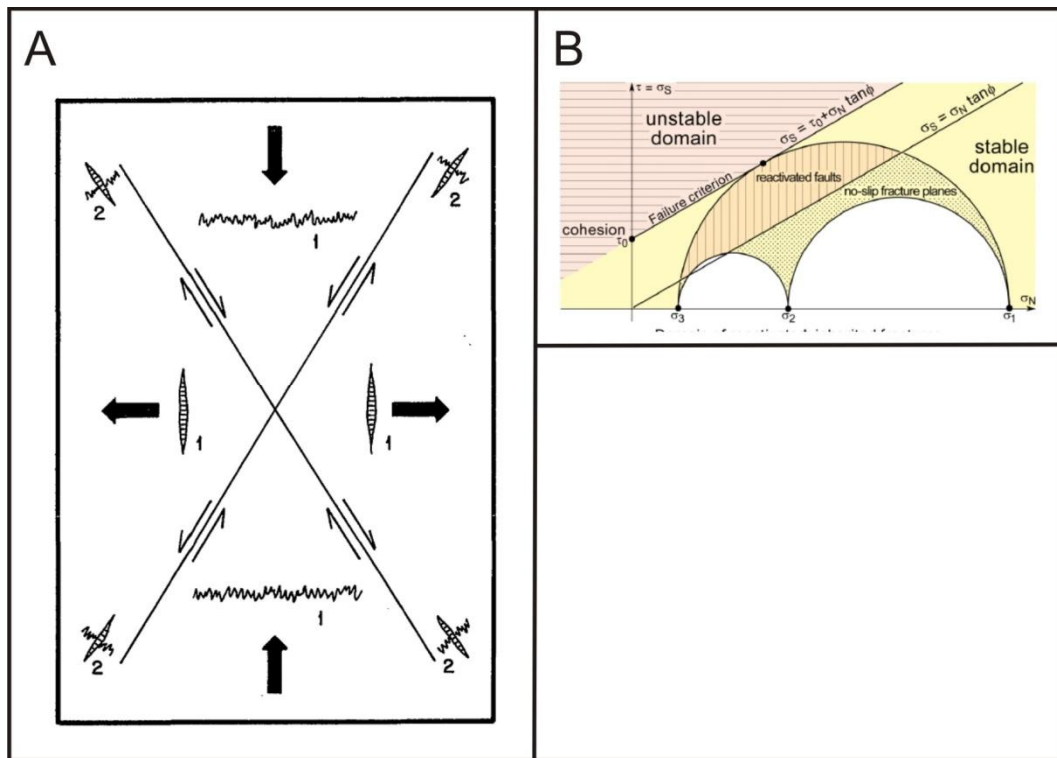


Figura 4.6. A) Esquema bidimensional donde se observa la creación de un campo local (2) como consecuencia de una estructura (falla de gran porte) creada en la actuación de un campo regional (1). Obsérvese la diferente disposición de los estilolitos y venas productos de ambos campos, que puede dar lugar a una errónea asignación de un tensor regional, de no conocerse su vinculación al tensor regional (1) (de Vicente, 1988). B) Diagrama de Mohr mostrando las diferentes zonas de reactivación y neoformación de planos fallas de acuerdo a los principales esfuerzos (Burg, 2015).

4.4. Metodología aplicada.

En el presente trabajo se han aplicado una serie de tareas encaminadas a la obtención de paleoesfuerzos a partir del análisis de los datos estructurales obtenidas en 34 estaciones de trabajo, con un levantamiento de 176 planos de deslizamiento, en la zona central de la Isla Cristalina de Rivera. Parte del tratamiento de los datos fue realizado con programas informáticos que permiten manejar la información y procesar los datos de manera rápida y sencilla, y otra parte fue tratada sin el apoyo de estas herramientas.

La figura 4.7 muestra el diagrama de flujo seguido para el proceso de análisis implementado para el cálculo de tensores de paleoesfuerzo. Se puede separar el proceso en los siguientes pasos:

1. Organización de la información levantada en campo a través de la creación de archivos y planillas para su posterior procesamiento.
2. Análisis geométrico de los planos de deslizamiento de cada estación.
3. Tratamiento de los datos por medio de los métodos de APF:
 - Modelo de deslizamiento;
 - Método de inversión de esfuerzos (Software T-TECTO Studio X5 (Zalohar, 2015);
 - Método de los diedros rectos (Software T-TECTO Studio X5 (Zalohar, 2015);
4. Obtención de las soluciones tensoriales

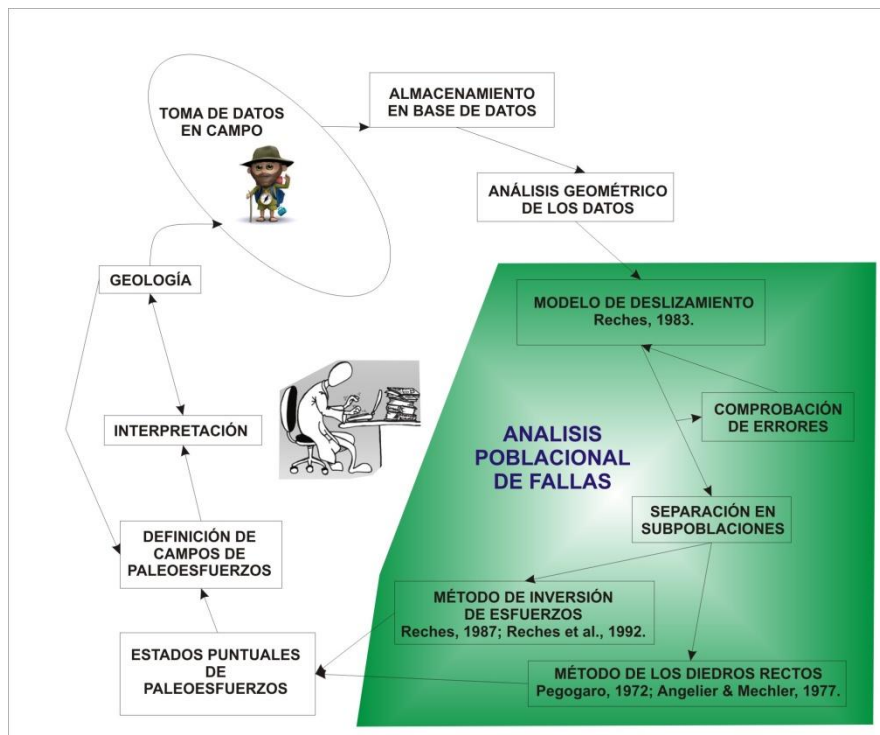


Figura 4.7. Diagrama de flujo del proceso seguido para el Cálculo de tensores de paleoesfuerzos en este trabajo.

El primer paso consistió en la agrupación de la información generada, en formato de base de datos, creando los formatos necesarios según los requerimientos para el sucesivo

tratamiento. De este modo se agrupo todos los datos numéricos así como la información geológica y geográfica.

Teniendo toda la información almacenada, se procedió a un primer análisis geométrico mediante el uso de la proyección estereográfica de la información estructural obtenida en el trabajo de campo. Para desarrollar esta tarea se usó el Stereo32 v1.0.1 (Ruhr Universität Bochum, Alemania). En este paso se procedió a la obtención de diagramas de rosas de dirección y buzamiento, histogramas de direcciones y diagramas de contornos de polos, principalmente. Esta primera aproximación nos permite una primera observación de las características general de los planos de deslizamiento entre las diferentes estaciones.

El tercer paso, luego de haber realizado el análisis geométrico, consiste en iniciar el análisis poblacional de fallas, mediante los diferentes métodos antes mencionados. Previamente a este, se analizan detalladamente los sentidos de movimiento levantados en el campo y en caso de duda o ausencia, se utiliza el Modelo de deslizamiento para determinar el sentido teórico asignado por él.

El orden de utilización de los métodos de APF ha sido el siguiente:

Modelo de deslizamiento [Método basado en el modelo de Reches (1983)]. La utilidad de comenzar usándolo se debe su aptitud para separar conjuntos de datos que se acomodan a una misma dirección de acortamiento o extensión horizontal mínima; además de asignar sentidos de movimientos teóricos a las fallas a las que no se ha podido asignar en el campo. El análisis que incluyen los gráficos, los cálculos y diagramas se realizó a mano y se confeccionaron las tablas con la información. Previamente al cálculo, se utilizó el software Faultkin v7.2.9 (Richard W. Allmendinger, 1999) para comprobar si hay errores angulares en las estrías en el proceso de toma de datos.

Se finalizó este proceso con el análisis numérico de todos los planos, donde se usan las ecuaciones de De Vicente (1988) para hallar los parámetros particulares de cada falla (ver anexo) y la creación de los diagramas C/B, Dey/K' y las rosas de Dey (máxima compresión horizontal). A partir del análisis de los datos generados, podemos separar en subpoblaciones (si lo amerita) y preparar estas subpoblaciones para la aplicación de los métodos posteriores.

Método de inversión de esfuerzos [perteneciente a los Métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott]. Se utilizaron las 30 subpoblaciones obtenidas con el Modelo de deslizamiento para el cálculo numérico de los tensores de esfuerzo. En esta etapa se obtuvieron la/s solución/es tensorial/es para cada estación, y se utilizó el software T_TECTCO STUDIO X5 (Jure Zallohar, 2015) para el cálculo numérico. Este programa calcula automáticamente para cada solución tensorial, el criterio mecánico y el desvío estándar entre la estría real y la teórica obtenida del tensor. Se obtiene como resultado final, un conjunto de soluciones tensoriales que serán un insumo importante para hallar los campos de esfuerzo regionales.

Método de los diedros rectos [perteneciente a los Métodos geométricos-cinemáticos]. Este método, como el anterior fue aplicado a los datos de estaciones, o las subpoblaciones separadas por el Modelo de deslizamiento. A partir de su aplicación, se obtienen soluciones gráficas que permiten comprobar si los esfuerzos puntuales se repiten en más de una estación, o si en una misma estación se observa la presencia de más de un estado de esfuerzo/deformación. La aplicación del método se realizó en base a una rutina del software T_TECTCO STUDIO X5 (Jure Zallohar, 2015).

Como resultado del análisis de población de fallas obtenemos un conjunto de soluciones tensoriales provenientes de las estaciones tratadas, para ser analizadas con el objetivo de determinar la posible existencia de campos de paleoesfuerzo comunes a toda el área de trabajo.

Los estudios relacionados con la construcción del mapa global de esfuerzos (*World Stress Map*) con el objetivo de establecer la distribución de la dirección de máxima compresión horizontal ($\sigma_{HM\acute{a}x}$) en el planeta a nivel de la corteza superior, ha recopilado datos de indicadores de esfuerzos a escala global, y ha podido mostrar que los esfuerzos intraplaca pueden presentar zonas de la corteza donde puede haber uniformidad a lo largo de miles de kilómetros, sin descartar de igual forma la introducción de alguna variación local. Esa variación a la uniformidad puede deberse a la introducción de esfuerzos, inducidos por cambios en la densidad (fenómeno importante en márgenes continentales, zonas de corteza engrosada y en las dorsales), presencia de zonas con debilidad y cambios reológicos en las rocas (Muñoz & De Vicente, 2005; CSN, 1998).

Por esto es importante definir el concepto de estado de esfuerzos medio a una escala determinada. A partir de esto, se puede determinar las desviaciones de esfuerzo como las diferencias angulares entre la dirección de esfuerzo local y la dirección de esfuerzo medio a una escala mayor (Rebai et al., 1992 en CSN, 1998). En la definición de campo regional se debe tener en cuenta la escala, ya que campos que se pueden considerar “de primer orden”, pueden ser perturbaciones de estructuras de gran porte (Simón, 1990; Figura 4.6.A).

Para una correcta interpretación de los resultados, conviene observar que es posible encontrar cambios en la orientación de los ejes principales de esfuerzo y del factor de forma R . Estas permutaciones pueden ser de dos tipos, y se refieren a situaciones diferentes. Cuando encontramos permutaciones que producen intercambios en los ejes de esfuerzo principales y variaciones en la forma del tensor, pero la dirección de máxima acortamiento horizontal ($\sigma_{HM\acute{a}x}$) permanece en la misma dirección, se denominan permutaciones *primarias*. Si se produce un intercambio, y hay un cambio en la dirección de máxima acortamiento en la horizontal, se denominan permutaciones *secundarias* ya que hay un cambio entre la compresión y extensión horizontales (CSN, 1998).

El tratamiento de los datos por el modelo de deslizamiento y el método de inversión, permite salvar este problema, y separar distintas soluciones cuando se analizan poblaciones de fallas que han sido originadas por más de un evento de deformación.

Una vez evaluado los resultados particulares y las agrupaciones de tensores propuestas, se definirán campos de esfuerzo regionales.

4.5. Estimación de la calidad de los datos e índice de calidad de los tensores medios.

El trabajo con un conjunto de datos estructurales tiene asociados una serie de limitaciones, que entre las más importantes están la representatividad estadística de los datos y los errores (de tipo numérico principalmente) que se pueden ir sumando, y que se producen entre la toma de datos y el procesamiento de estos. Ya que la recopilación de estas medidas es un proceso subjetivo, puede instalarse un sesgo que disminuya el grado de confianza de estos. Los errores más comunes que generalmente se encuentran en este tipo de trabajo durante el levantamiento de datos son:

- errores instrumentales al obtener los datos, por el uso de la brújula y el clinómetro;
- errores derivados de la forma y la superficie del plano de falla y de la estría (se piensa que puede llegar fácilmente a los 5°); y
- errores derivados del cálculo del Tensor de esfuerzos.

Este último punto hace necesario que se estime un grado de calidad del tensor calculado, en base a una clasificación que tome en cuenta tanto la cantidad como la calidad de los datos utilizados.

Los tensores medios que han sido calculados van a ser examinados por el Índice de Calidad (IQ) propuesto por Simón et al. (1996) [apud CSN, 1998], basado en el producto de cuatro factores, en donde se considera un parámetro diferente. Para el cálculo de este Índice de calidad se debe calcular la siguiente ecuación:

$$IQ = \left(\frac{7}{\infty}\right) \cdot \left(\frac{t}{t+n}\right) \cdot \left(1 - \frac{4}{t}\right) \cdot \left(\frac{c}{t}\right)$$

Donde:

∞ = ángulo medio (grados) entre las estrías teóricas y las calculadas;

t = es el número de fallas explicadas por el tensor;

n = es el número de fallas de la población no explicadas por ningún tensor;

c = es el numero de fallas que cumplen con el criterio mecánico de Mohr-Coulomb;

Los autores arbitrariamente establecen los valores numéricos 7 y 4 para que el resultado oscile entre 0 y 1. En base al resultado numérico se establecer cinco categorías de tensores, resultados que los autores han establecido en base a su experiencia profesional (CSN, 1998):

$Q=0$	Tensores rechazables;
$0 < Q < 0.1$	Tensores mediocres;
$0.1 \leq Q \leq 0.4$	Tensores buenos;
$0.4 \leq Q \leq 0.7$	Tensores muy buenos;
$Q \geq 0.7$	Tensores excelentes.

El último parámetro que es el de la compatibilidad mecánica, que los autores del Informe CSN (1998) proponen que dado que la utilización del Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992) obliga las fallas a cumplir con este criterio, se puede considerar este parámetro como igual a 1 para los cálculos.

5. RESULTADOS

5.1. Introducción.

En el área de estudio, se realizó un levantamiento de las fracturas a diferentes escalas, y utilizando diversas metodologías. Primero, se repasa el resultado del análisis de la fracturación y planos de deslizamiento a escala de afloramiento, donde se registraron 3839 planos en 34 estaciones de trabajo. A escala satelital, de sensoramiento remoto, se usaron las imágenes de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e imágenes Google Earth, para separar lineamientos. A partir de la obtención de las fracturas en campo y lineamientos, se construyeron rosas de direcciones para su caracterización.

5.2. Reconocimiento estructural en el campo.

Los planos de deslizamiento mesoscópicos observados en afloramiento, presentan variadas orientaciones, aunque se destacan 4 direcciones preferenciales: (i) principal, NW-SE, y, (ii) secundarias, NNE-N y NE (Figura 5.1A). Por otra parte, existe una amplia distribución del fracturamiento general (Figura 5.1B), destacándose las direcciones E-W (clase principal), NW, y NE (clases secundarias).

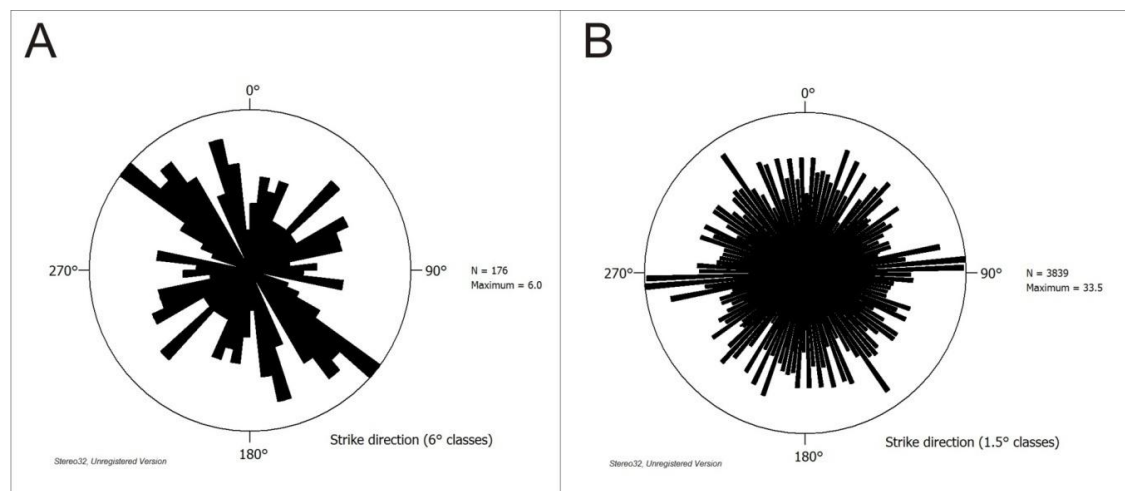


Figura 5.1. A) Rosa de direcciones para los planos de falla obtenidos en las 34 estaciones de trabajo (n=176); B) Rosa de direcciones de juntas y diaclasas obtenidas en las 34 estaciones de trabajo, en la ICR (n=3839).

En el conjunto de planos relevados, solo una muy menor proporción presentó indicadores cinemáticos para ser consideradas como planos de deslizamiento.

El análisis cualitativo de los planos de falla, para cada tipo litológico, mostró diversos objetos desplazados, permitiendo establecer la ocurrencia de fallas normales, inversas y también en dirección. El 58.5 % resultó ser fallas normales, el 40 % son fallas en dirección (23 % dextrales y 17 % sinestrales) y el 1.5 % son inversas (Figura 5.2).



Figura 5.2.a. Presencia de fallas normales en: A) Paredón en Cantera Sobresaliente, vista hacia el NE; B) paredón sobre Ruta 27 y Arroyo Yaguari, vista hacia el E.



Figura 5.2.b. Fallas normales en; A) Paredón en Courtumé, vista hacia el SW; B) paredón en Cantera de Amarillo (próximo al contacto norte de la ICR/Cuenca, vista hacia el E.

Además del análisis cuali-cuantitativo de las fracturas en estaciones de medida, se procedió a buscar evidencias sobre alguno de los grandes lineamientos mencionados en la literatura, tales como el contacto fallado entre la ICR y la Cuenca Norte, al Norte de la ICR y ver cómo ese contacto fallado afecta a las rocas circundantes, tanto de la ICR como de la Cuenca Norte.

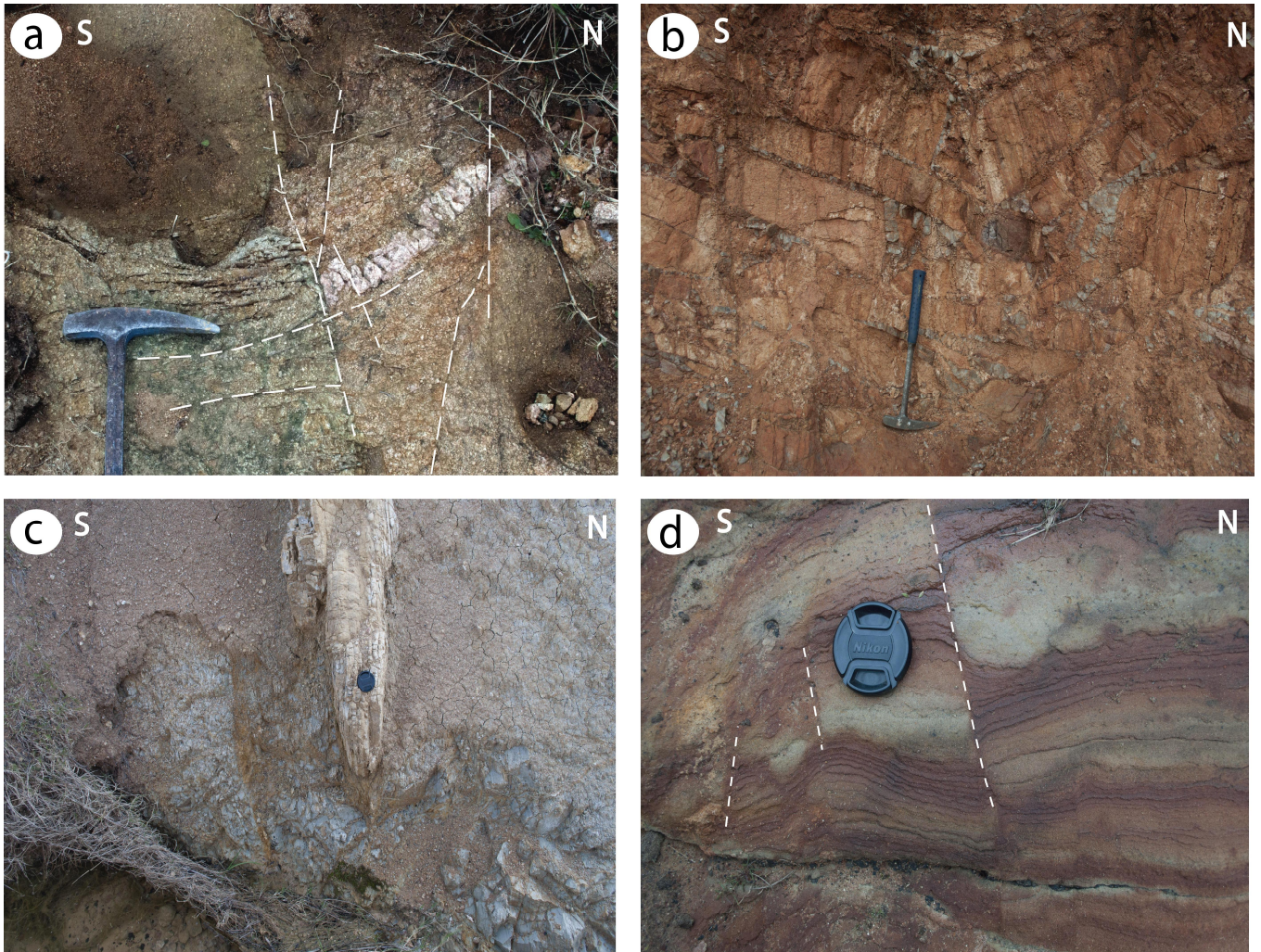


Figura 5.3. Relaciones estructurales en el contacto Norte de la ICR con la Cuenca Paraná, y cómo afecta a las rocas circundantes: a) Planos de cizalla cortando a la cuarzo-monzonita de Amarillo y venas pegmatíticas asociadas; b) Desgarres con inyección de cuarzo gris afectando con cataclasis a granitos y milonitas en Cerro Blanco, cerca de Castrillón; c) Capas de lutitas abigarradas con lentes carbonáticas verticalizadas en las cercanías del contacto fallado; d) Areniscas eólicas de Fm. Buena Vista cortadas por sets de fallas con desplazamiento oblicuo (componente de rumbo), en las cercanías de la Cantera de Castrillón.

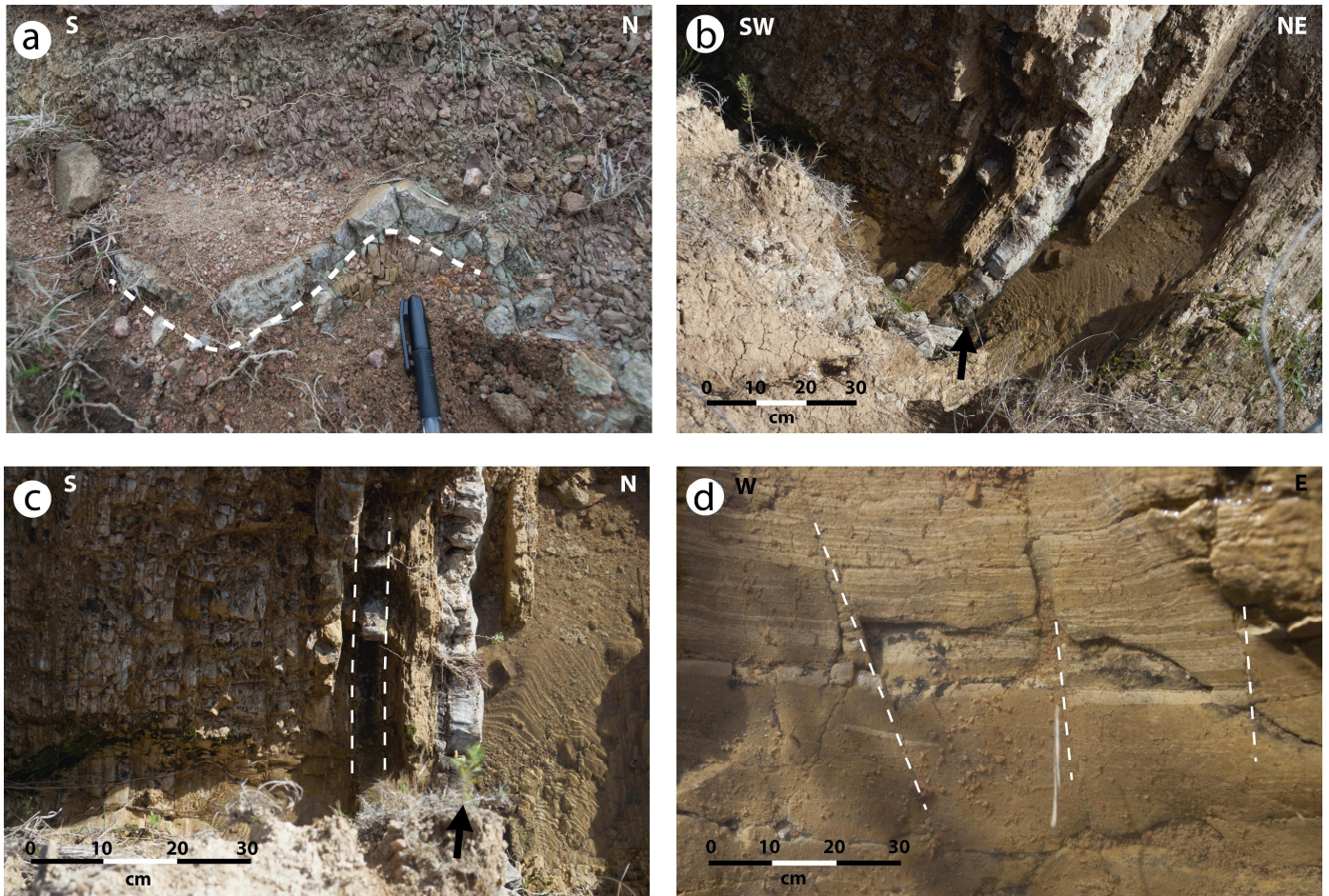


Figura 5.4. Venas fibrosas como elemento diagnóstico de hidrotermalismo y tectónica dilatante. a) Venilla fibrosa de calcita cortando lutitas de la Fm Yaguarí (?) verticalizada en Amarillo; b) Vena fibrosa calcítica de 3 cm, con fibras perpendiculares a la vena, paralela a la estratificación de lutitas grisáceas, en ruta 27 (a la altura de Vichadero); c) Otra toma de la misma vena fibrosa que en (b) mostrando las capas verticales; d) Desplazamientos de planos de cizalla secundarios en las lutitas; mismo afloramiento que en (c).

En varios caminos N-S que “suben” a la ICR en su contacto norte con la Cuenca Norte, se verificó el mismo fenómeno, es decir, sedimentitas situadas en contacto fallado y con estratificación verticalizada, posiblemente imbricada con granitoides cataclásticos de la ICR (Figura 5.3).

Por otra parte, se detectó un conjunto de venas fibrosas de calcita, ya sea paralelas a la estratificación de pelitas grises/varioladas, ya sea cortando a las mismas y excepcionalmente mostrando kinks, lo que indica una compresión en el sentido N-S, posterior a su emplazamiento y que pudo ser la causa de la verticalización de las capas pelíticas (¿Formación Yaguarí? Figura 5.4.).

5.3. Teledetección de lineamientos.

A escala regional, el estudio de la fracturación en la zona de trabajo fue realizado con la ayuda de la teledetección de la imagen satelital Landsat - banda de radar, e imágenes Google-Earth (varios tipos), de donde se obtuvieron lineamientos de tipo L2 (según Strieder & Amaro, 1997) para ser representados en diagramas de rosas de direcciones y construir mapas de lineamientos.

La vectorización de los lineamientos digitalizados en la imagen de radar (n=696), permitió realizar un conteo, medición de sus rumbos y largos. La estadística determinó la presencia de las siguientes direcciones: E-W (principal), y NE-SW, N-S y NW-SE (secundarias). Este tipo de imágenes permitió el reconocimiento de algunas estructuras de gran porte, pero también de una infinidad de estructuras de menor orden de dimensión (Figura 5.5 A_1 y A_2).

El trabajo sobre las imágenes satelitales Google-Earth permitió el levantamiento de 44414 lineamientos (L2). Debido a la dificultad de manejo de esa cantidad de datos, por no contar con el *software* adecuado, se procedió a descartar los lineamientos menores a 100 metros de largo, quedando 7810, y luego se descartaron los menores a 200 metros, quedando una muestra de 925 lineamientos. En ambos casos, la rosa de direcciones obtenida fue muy similar. En ella se destacan las siguientes direcciones: N-S (principal) y E-W, NW-SE y NE-SW (secundarias; Figura 5.5 B_1, B_2 y B_3).

Los conjuntos de lineamientos a diferentes escalas y las fracturas medidas en afloramiento, muestran cierta homogeneidad en relación a la orientación. Si integramos los datos en una tabla se observa que la fracturación E-W es la de mayor destaque, tanto a nivel de afloramiento como en imagen de radar, y secundaria en imagen Google Earth; por lo que se puede afirmar que su presencia es independiente de la escala de observación (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Presencia de direcciones de fracturamiento y planos de deslizamiento, según el abordaje.
1: direcciones principales; 2 a 4: direcciones secundarias en orden de presencia.

Fracturamiento	Direcciones			
	E-W	N-S	NW-SE	NE-SW
Afloramiento	1	4	2	3
Imagen de radar	1	3	4	2
Imagen Google Earth (> 100 m)	2	1	3	4
Planos de deslizamiento				
Estaciones ICR	4	2	1	3

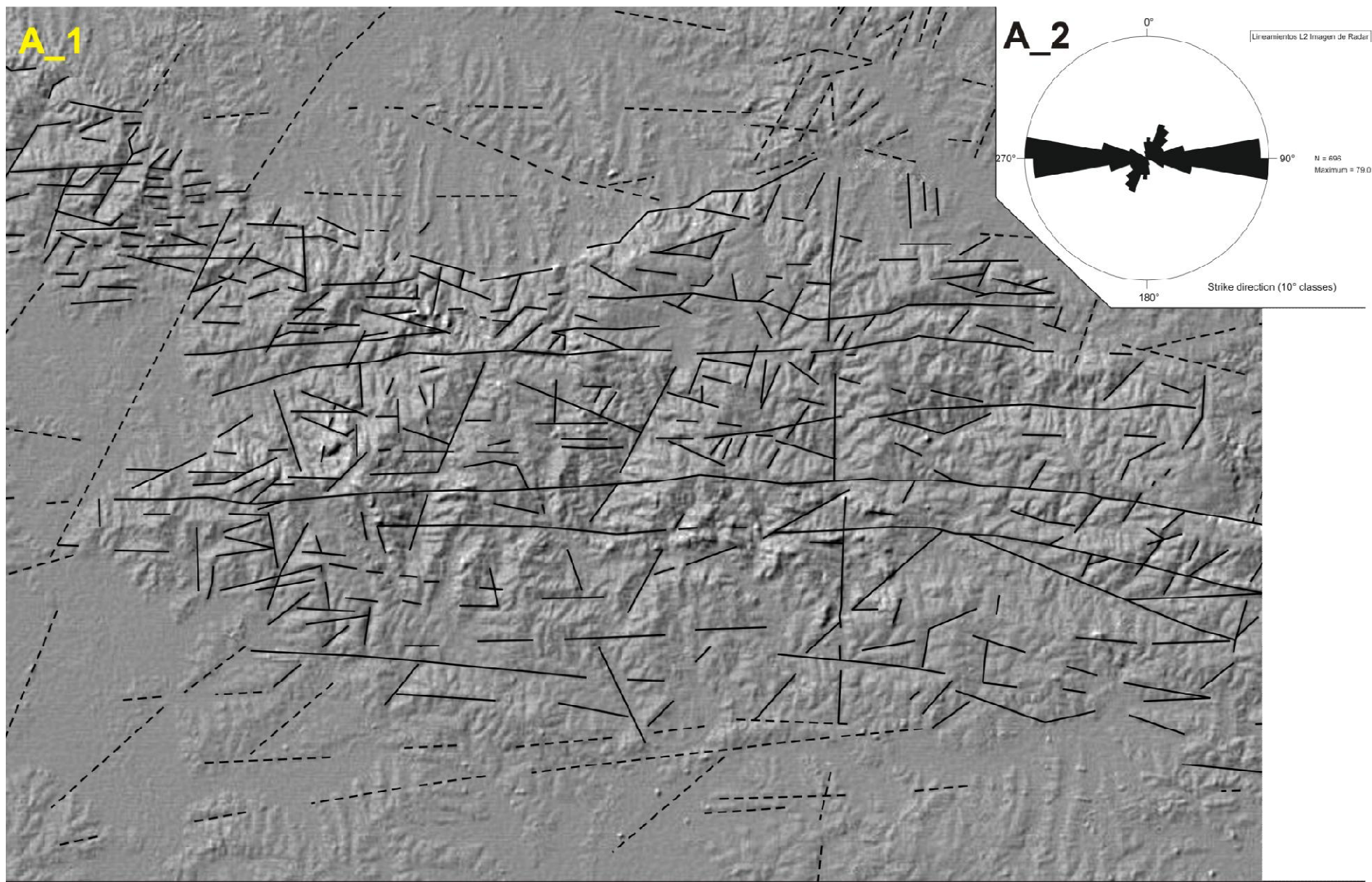
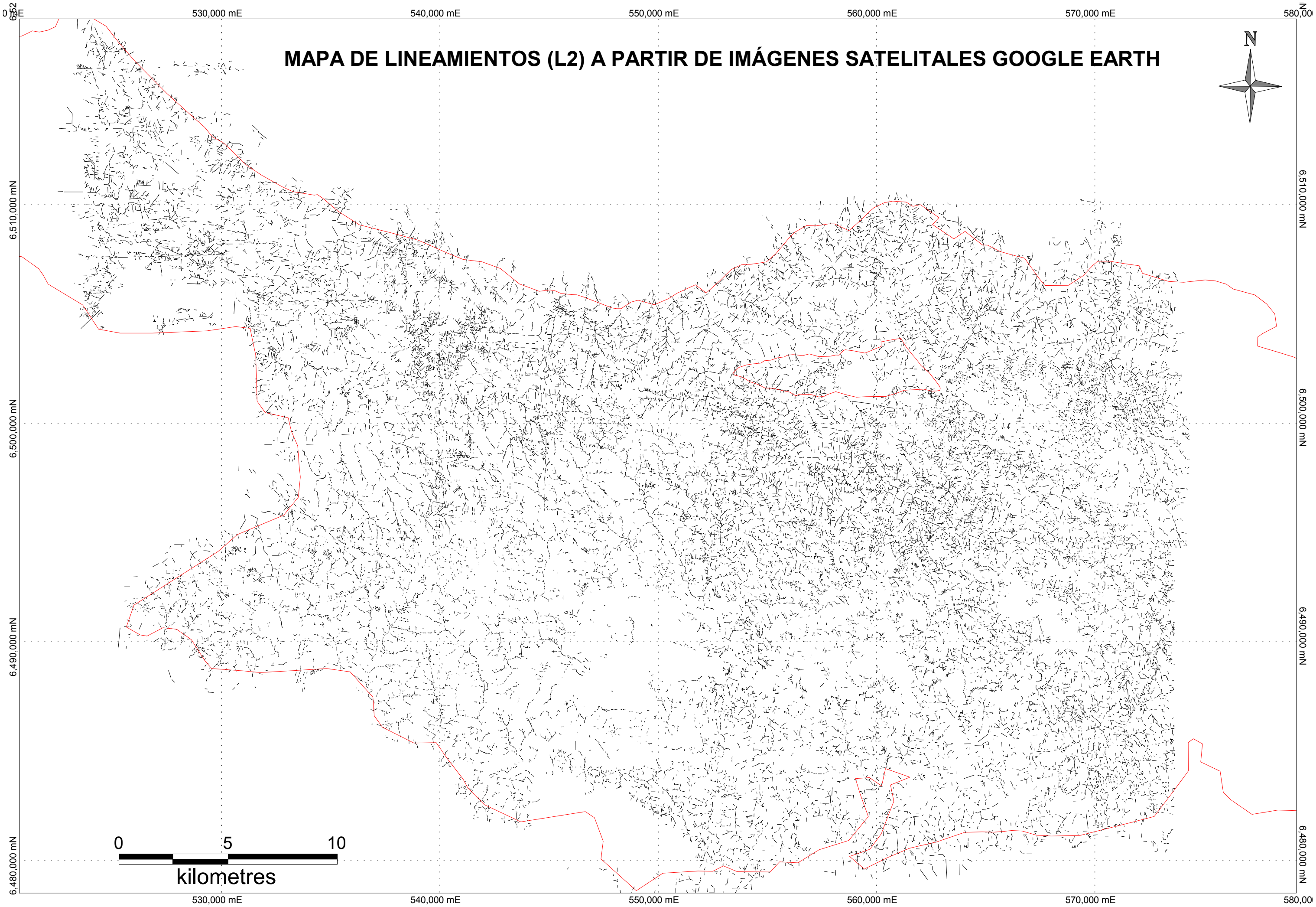


Figura 5.5.a. A_1) Imagen de radar con los lineamientos L2 registrados; A_2) Rosa de direcciones de lineamientos observados (n=696);



Página anterior: Figura 5.5.b. Lineamientos L2 extraídos de imágenes Google Earth en la zona de trabajo.

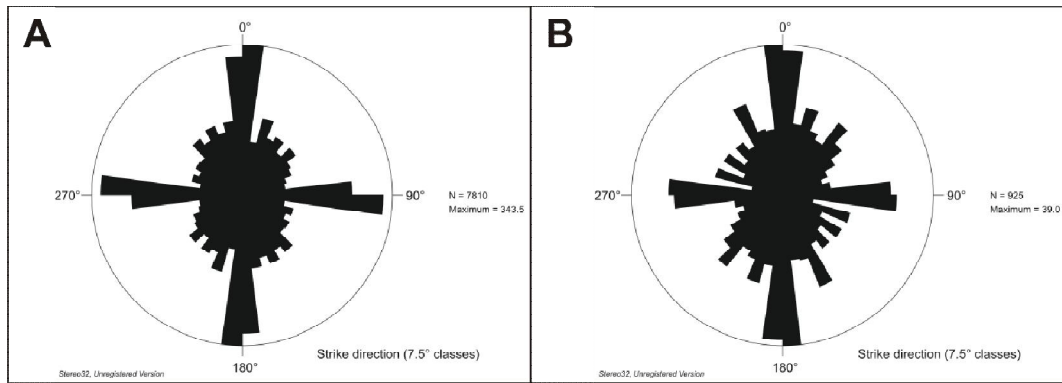


Figura 5.5.c. A) Rosa de direcciones para lineamientos observados más largos que 100 metros (n=7810); B) Rosa de direcciones para lineamientos observados más largos que 200 metros (n=925);

5.4. Estaciones de medida de planos de deslizamiento para el APF.

Aquí se realizó un levantamiento de datos estructurales en afloramiento, repartidos en 34 estaciones de trabajo, en las que se midió un número superior a 100 fracturas y planos de cizalla por estación. El levantamiento abarcó el área central de la Isla Cristalina de Rivera (Figura 5.6; coordenadas: x, entre 523700 y 578400; y, entre 6475000 y 6515000 metros; Datum Yacaré; SRC ROUSAM). Las condiciones de afloramiento y la accesibilidad a los predios condicionaron la disposición de las estaciones.

Del total de 176 planos de deslizamiento/estría levantados en la ICR, luego de ser tratadas mediante el Modelo de Deslizamiento, 32 pudieron ser agrupados para el cálculo de soluciones tensoriales locales en el análisis por estación; 45 no pudieron ser tomadas en cuenta debido a inconsistencias en el cálculo de Dey (dirección de máximo acortamiento en la horizontal, modelo de deslizamiento) y el resto aporta soluciones particulares de las cuales no se pudieron extraer soluciones tensoriales, aunque fueron tomadas en cuenta para el análisis en conjunto.

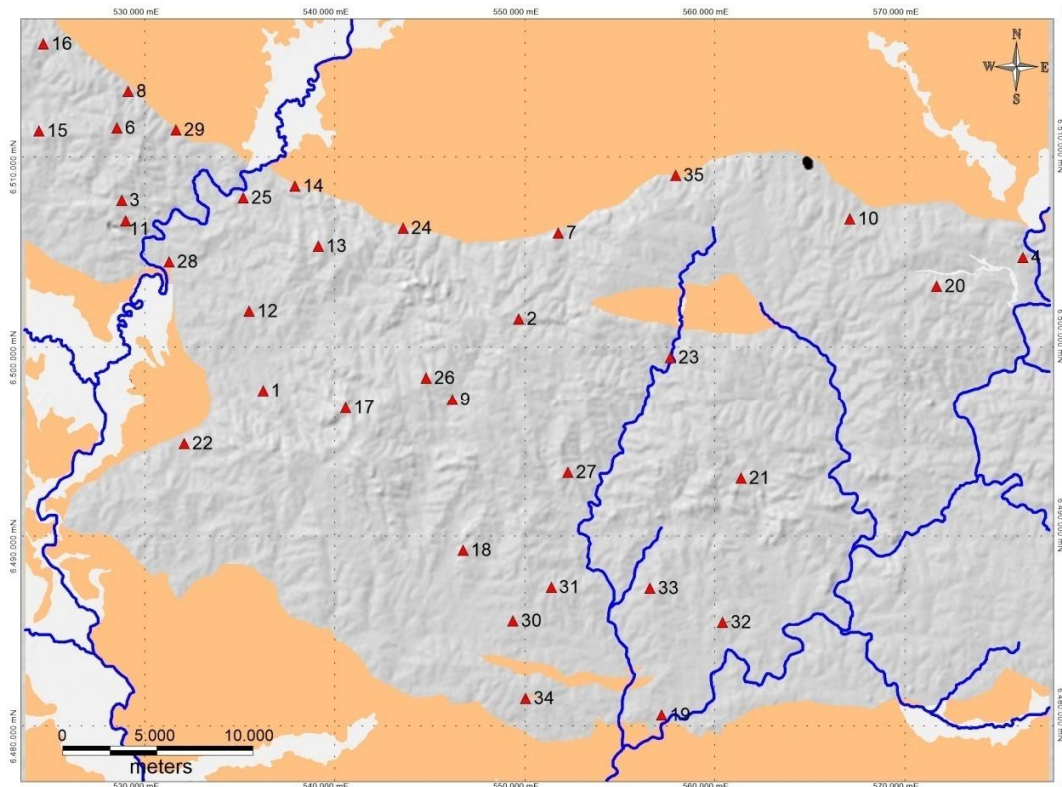


Figura 5.6. Disposición de las estaciones de trabajo en el área central de la Isla Cristalina de Rivera. En color ocre se representa las sedimentitas de la Cuenca Norte Uruguay, en color blanco el reciente y actual, y la imagen de radar en gris representa la Isla Cristalina de Rivera indiferenciada (basamento, granitos intrusivos y primera cobertura).

Para la correlación futura, fueron adicionados datos de planos de deslizamiento/estría obtenidos en el trabajo de investigación sobre diques de la Formación Cuaró (Masquelin et al., 2009), repartidos en dos estaciones de trabajo: Melo (coordenadas: $x=640065$, $y=6417448$ m) y San Gregorio (coordenadas: $x=491301$, $y=6401545$ m; Datum Yacaré; Figura 5.7). Fue con el objetivo de contrastar las soluciones obtenidas en las

diferentes áreas, y ver si era posible definir soluciones regionales. En conjunto, entre ambas áreas de trabajo se han tratado 227 pares de planos de deslizamiento/estría para el análisis por estación.

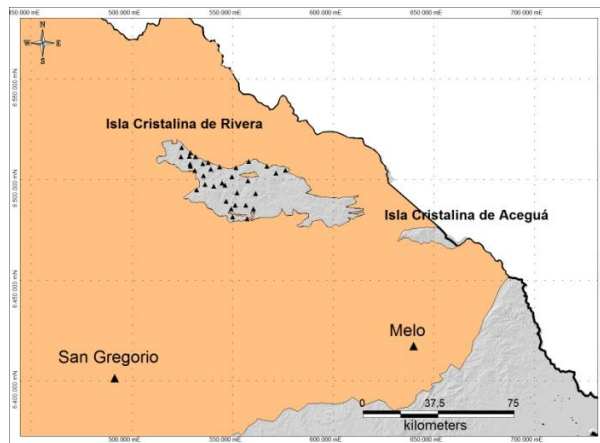


Figura 5.7. Ubicación de las estaciones San Gregorio y Melo con referencia a la ICR. En ocre, las sedimentitas de la Cuenca Norte Uruguaya.

5.5. Resultados del APF y soluciones tensoriales obtenidas.

Las características litoestratigráficas predevónicas del área de trabajo en la ICR dificultan la asignación de una edad mínima de actuación de las fallas que han sido mapeadas, ya que posiblemente afectan rocas de una residencia temporal muy importante en condiciones de exhumación.

Ya que las estaciones de trabajo están alejadas entre sí y abarcan un área muy extensa de la ICR, y se pretende una correlación con las estaciones Melo y San Gregorio en la Cuenca Norte Uruguaya, se optó por trabajar los resultados por estación y luego agruparlos en soluciones comunes a toda el área.

Luego de la aplicación de la metodología propuesta en 4.4 sobre los datos recogidos en el campo, se obtuvo un conjunto de soluciones tensoriales que admiten ser tratadas, además del modelo de deslizamiento, por el método de inversión de esfuerzos y el método de los Diedros rectos. El extracto de las soluciones comunes a los tres métodos se encuentra en la tabla 5.2. Hay 15 soluciones tensoriales en la ICR que explican el movimiento de las 32 fallas, 8 en la estación Melo que explican 36 fallas y 7 en la estación San Gregorio que explican 28 fallas (ver tabla de resultados globales de APF, Anexo 1).

Como puede verse (tabla 5.2), muchas estaciones de trabajo han sido descartadas para analizarlas por los métodos de inversión de esfuerzos y de los diedros rectos, debido a contar con un número insuficiente de datos. Por otro lado hay estaciones de trabajo, en el cual el modelo de deslizamiento, aporta más de una solución.

ICR		MODELO DE DESLIZAMIENTO			METODO DE INVERSION DE ESFUERZOS								DIEDROS RECTOS				
													Eje principal máx		Eje principal mín		Eje intermedio
ESTACION	F	Dey (x)	Ds	n	σ1	σ2	σ3	R	SM	[σ1]	[σ2]	[σ3]	Orientación	Mag	Orientación	Mag	Orientación
...																	
03	9	62	1,41	2/9	175/65	75/5	342/24	0,3	1	1	0,35	0,07	142/61	92%	341/30	99%	246/08
...																	
03	9	90,5	2,1	2/9	99/23	359/22	231/57	0,1	7	1,05	0,17	0,08	50/37	99%	270/44	95%	158/22
...																	
06	11	29	8	2/11	77/76	169/0	259/14	0,2	1	0,99	0,25	0,07	36/83	100%	103/0	97%	193/6
...																	
06	11	113,5	12	2/11	2/86	95/0	185/4	0,40	1	0,91	0,41	0,07	247/69	100%	24/14	100%	117/14
...																	
06	11	142,5	23	2/11	302/75	102/14	193/5	0,19	2	0,98	0,25	0,07	92/8	99%	9/0	99%	276/82
...																	
08	16	32,6	4	3/16	88/65	181/1	271/25	0,2	2	1,03	0,26	0,07	111/57	99%	316/33	99%	219/11
08	16	53	0	2/16	270/86	134/3	44/3	0	1	0,99	0,16	0,07	129/47	100%	338/40	100%	235/15
08	16	126,5	0,5	2/16	133/65	256/14	351/20	0,5	3	0,91	0,49	0,07	205/79	100%	43/11	100%	312/3
...																	
09	9	91	6	3/9	78/75	264/15	173/1	0,1	1	1	0,17	0,07	30/62	99%	161/22	99%	259/20
...																	
10	9	23,5	7,5	2/9	0/86	176/4	266/0	0,4	2	0,91	0,4	0,07	259/78	98%	98/11	98%	7/4
...																	
12	7	174	6,36	2/7	89/65	348/5	255/25	0,4	0	0,97	0,43	0,07	99/65	100%	254/26	100%	350/10
...																	
14	7	90	11,3	2/7	131/65	267/18	3/16	0,5	1	0,91	0,49	0,07	154/58	98%	11/26	98%	273/17
...																	
14	7	157,5		2/7	3/86	213/3	122/2	0	3	1	0,07	0,07	31/86	98%	245/4	98%	155/2
...																	
27	3	159	7,7	2/3	113/2	17/72	203/18	0,3	0	0,99	0,35	0,07	106/33	100%	357/11	100%	233/43
28	4	32	0	2/4	212/23	122/1	30/67	0	0	1,14	0,08	0,08	221/41	100%	351/33	100%	103/29
...																	
MELO		MODELO DE DESLIZAMIENTO			METODO DE INVERSION DE ESFUERZOS								DIEDROS RECTOS				
													Eje principal máx		Eje principal mín		Eje intermedio
ESTACION	F	Dey (x)	Ds	n	σ1	σ2	σ3	R	SM	[σ1]	[σ2]	[σ3]	Orientación	Mag	Orientación	Mag	Orientación
		38,2	13,9	5	77/76	191/6	282/13	0,1	6	1,01	0,17	0,07	118/70	99%	325/11	98%	233/9
		66,5	2,1	2	152/75	243/0	333/15	0	0	0,8	0,66	0,66	155/67	100%	341/25	100%	250/2
		86,5	5,7	12	152/75	265/6	356/13	0,1	9	1,01	0,17	0,07	159/69	98%	6/21	98%	273/9
		109	4,3	6	78/75	288/13	197/7	0,2	5	0,98	0,25	0,07	59/74	98%	187/11	98%	279/12
...																	
		110,5	5,4	4	153/75	289/11	21/10	0,6	6	0,86	0,54	0,06	174/75	99%	32/11	99%	300/9
		127	4,2	2	78/75	288/13	196/7	0,1	1	1,01	0,17	0,07	65/72	96%	192/11	97%	287/14
...																	
		96	4	3	89/65	276/25	184/3	0,2	2	1,01	0,26	0,07	76/68	94%	177/5	94%	270/22
		57	7	2	46/65	169/14	265/20	0,3	7	0,99	0,35	0,07	163/55	100%	318/31	100%	56/12
...																	
SAN GREGORIO		MODELO DE DESLIZAMIENTO			METODO DE INVERSION DE ESFUERZOS								DIEDROS RECTOS				
													Eje principal máx		Eje principal mín		Eje intermedio
ESTACION	F	Dey (x)	Ds	n	σ1	σ2	σ3	R	SM	[σ1]	[σ2]	[σ3]	Orientación	Mag	Orientación	Mag	Orientación
...																	
		33	0	2	305/65	158/21	63/21	0,2	1	1,02	0,26	0,07	337/65	100%	106/17	100%	202/18
		106	4	2	6/86	153/3	243/2	0	3	1	0,07	0,07	58/80	96%	185/7	96%	276/8
		154,8	6,5	12	272/86	88/4	178/0	0	8	1	0,07	0,07	243/75	98%	71/12	98%	340/2
		171	2,2	5	0/86	164/4	254/1	0,1	2	0,99	0,16	0,07	278/85	96%	81/4	90%	171/2
		167	8,4	2	131/65	293/24	26/7	0,2	1	1,02	0,26	0,07	107/47	100%	214/17	100%	318/39
		119,5	2,1	2	88/65	224/18	320/16	0,1	0	1,04	0,17	0,08	62/50	100%	162/13	100%	263/38
...																	
		180	1	3	227/75	351/8	83/12	0,1	6	1,01	0,17	0,07	173/78	94%	94/0	94%	4/12
...																	

F: Cantidad de planos de deslizamiento medidos en la estación;

Dey (x): dirección (para n=1) o Dirección media de máximo acortamiento en la horizontal;

n: número de planos de deslizamiento que explican el tensor solución;

σ1;σ2;σ3: orientaciones de los principales ejes de esfuerzo;

R: factor de forma del tensor de esfuerzo ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$);

SM: desviación de la estría teórica con respecto a la real;

[σ1];[σ2];[σ3]: magnitudes relativas de los ejes principales de esfuerzo;

Orientación: orientación de los ejes máximo/mínimo/intermedio

Mag: magnitud del eje

Tabla 5.2. Resultados parciales de la aplicación de los métodos de APF para los datos pertenecientes a las estaciones en la ICR, estación Melo y San Gregorio (tabla completa en el Anexo 1).

Para reunir soluciones tensoriales individuales en familias de tensores, se han representado en proyección estereográfica todas las orientaciones obtenidas para σ_1 , σ_2 y σ_3 respectivamente; obteniendo diagramas de densidad para cada uno de los ejes principales de esfuerzo (Figura 5.8). A partir de esto se puede agrupar diferentes soluciones tensoriales con orientaciones comunes de ejes. En esta figura se observa una distribución muy semejante entre la distribución de isodensidad con respecto a los ejes principales, aportada por los datos de la ICR y de la cuenca.

El análisis de estos diagramas revela que en el caso del eje del esfuerzo principal mayor (σ_1), este se encuentra prácticamente en todas las soluciones tensoriales en forma vertical. Para el eje del esfuerzo principal intermedio (σ_2) se observan cuatro direcciones principales vinculadas a los puntos cardinales; una orientación N325° a N15° (para el norte), una dirección N60° a N130° (para el este), una dirección N145° a N192° (para el sur) y una dirección N240° a N310° (para el oeste). Para el eje del esfuerzo principal menor (σ_3), se observa una solución similar al eje intermedio, reconociendo una orientación N340° a N35° (para el norte), una dirección N60° a N95° (para el este), una dirección N160° a N215° (para el sur) y una dirección N240° a N275° (para el oeste).

A partir del estudio y determinación de las posibles combinaciones en la posición de los ejes principales de esfuerzo obtenidas en las soluciones tensoriales, se obtienen nueve combinaciones posibles que se denominan “familias de tensores” y que se nombran TENSOR 1; TENSOR 1'; TENSOR 2, TENSOR 3, TENSOR 3', TENSOR 4, TENSOR 4', TENSOR 5 y TENSOR 5' respectivamente. En la tabla 5.3, se exponen las familias de tensores, las soluciones tensoriales particulares que participan en cada familia de tensor, el factor de forma R, la posición de los ejes principales de cada una de estos, y la dirección de máximo acortamiento en la horizontal de cada solución tensorial ($\sigma_{H\acute{M}ax}$). En la parte inferior de la tabla, se representan las soluciones tensoriales que no han podido ser asignadas de forma directa a alguna familia de tensores.

La figura 5.9 muestra la proyección estereográfica de los ejes de esfuerzo para cada familia de tensores. Allí se puede observar una coaxialidad entre las familias TENSOR 1' y TENSOR 1'; TENSOR 3 y TENSOR 3', TENSOR 4 con TENSOR 4'; TENSOR 5 con TENSOR 5', lo que permite agrupar estas soluciones en cuatro campos de esfuerzos de carácter regional, que muestran variaciones angulares (perturbaciones) o intercambios coaxiales entre los ejes principales de esfuerzo dando permutaciones primarias, pero siempre manteniendo una similar dirección de máximo acortamiento en la horizontal ($\sigma_{H\acute{M}ax}$).

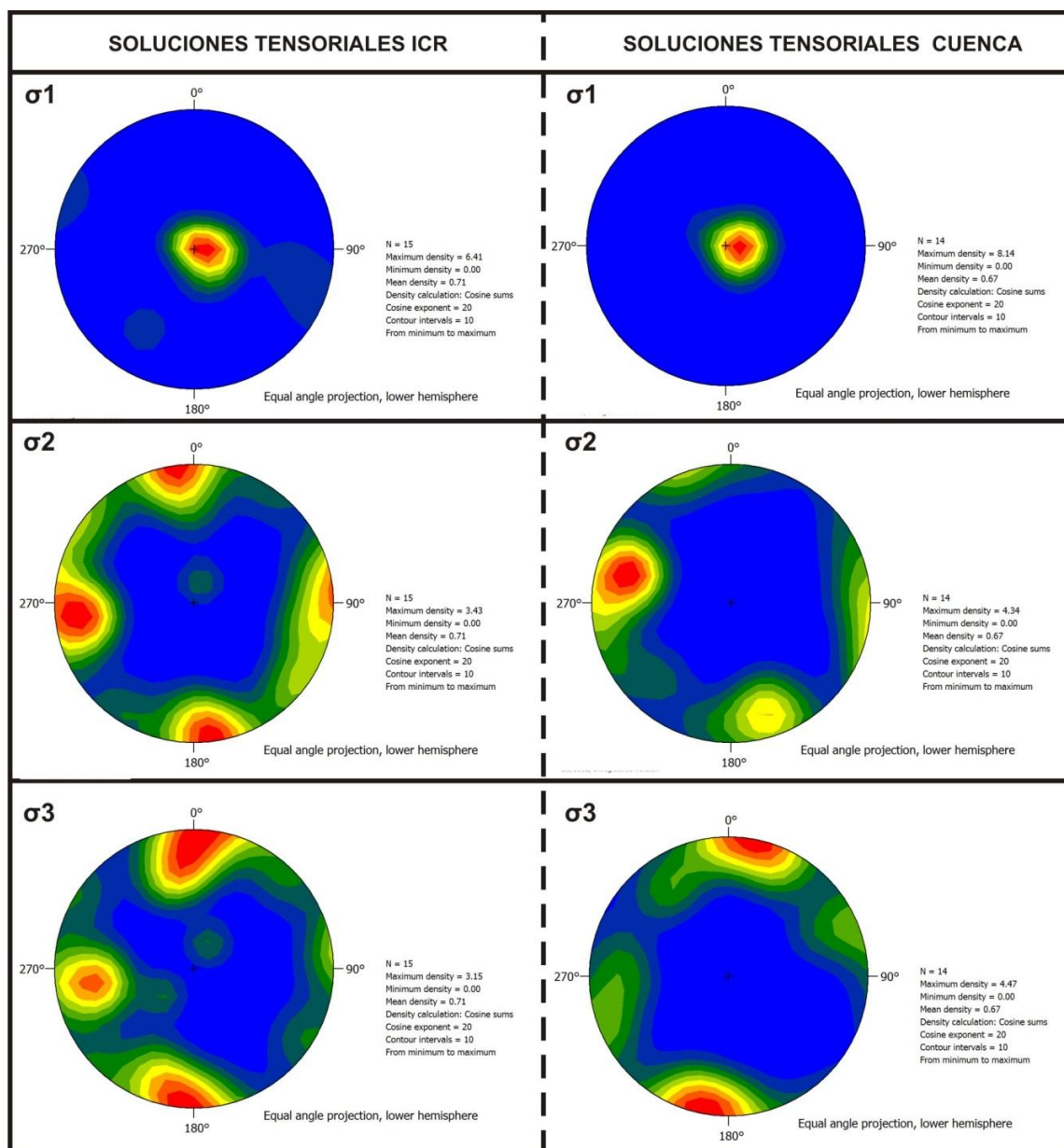


Figura 5.8. Diagramas de densidad de la orientación de los ejes principales de esfuerzo para las soluciones tensoriales obtenidas a través del Método de Inversión de Esfuerzos. Contornos dibujados a intervalos de 5 %. Izquierda: diagramas obtenidos con los datos de las estaciones de la ICR; derecha: diagramas obtenidos con los datos de las estaciones Melo y San Gregorio, ubicadas en el sur del sector oriental de la Cuenca Norte Uruguaya. Nótese la convergencia de las soluciones.

Tabla 5.3. Orientaciones de los ejes principales en las soluciones tensoriales y familia de tensor asociados (Campos de esfuerzo).

CAMPOS DE ESFUERZO REGIONALES	FAMILIAS	SOLUCIÓN TENS.	R	σ_1	σ_2	σ_3	Hmáx (*)
CAMPO 1	T1	SG_SUBP_3	0	272/86	88/4	178/0	273
	T1	ICR_06_SUBP_2	0,4	2/86	95/0	185/4	275
	T1	ICR_06_SUBP_3	0,2	302/75	102/14	193/5	286
	T1'	MELO_SUBP_6	0,2	89/65	276/25	184/3	272
	T1'	MELO_SUBP_5	0,1	78/75	288/13	196/7	276
	T1'	MELO_SUBP_4A	0,2	78/75	288/13	197/7	281
	T1'	ICR_09_SUBP_1	0,1	78/75	264/15	173/1	261
CAMPO 2	T2	ICR_14_SUBP_1	0,5	131/65	267/18	3/16	278
	T2	MELO_SUBP_3	0,1	152/75	265/6	356/13	284
	T2	ICR_08_SUBP_3	0,5	133/65	256/14	351/20	267
CAMPO 3	T3	SG_SUBP_4	0,1	0/86	164/4	254/1	345
	T3	SG_SUBP_2	0	6/86	153/3	243/2	362
	T3	ICR_06_SUBP_1	0,2	77/76	169/0	259/14	350
	T3	ICR_08_SUBP_1	0,2	88/65	181/1	271/25	14
	T3	MELO_SUBP_1	0,1	77/76	191/6	282/13	30
	T3	MELO_SUBP_7	0,3	46/65	169/14	265/20	8
	T3'	ICR_12_SUBP_1	0,4	89/65	348/5	255/25	340
	T3'	SG_SUBP_7	0,1	227/75	351/8	83/12	10
CAMPO 4	T4	MELO_SUBP_2	0	152/75	243/0	333/15	244
	T4	SG_SUBP_6	0,1	88/65	224/18	320/16	256
	T4'	ICR_03_SUBP_1	0,3	175/65	75/5	342/24	241
CAMPO 5	T5	MELO_SUBP_4B	0,6	153/75	289/11	21/10	292
	T5	SG_SUBP_5	0,5	131/65	293/24	26/7	303
	T5'	ICR_08_SUBP_2	0	270/86	134/3	44/3	313
	T5'	SG_SUBP_1	0,2	305/65	158/21	63/21	321
	T5'	ICR_10_SUBP_1	0,4	305/65	170/18	75/16	318
		ICR_14_SUBP_2	0	3/86	213/3	122/2	3
		ICR_3_SUBP_2	0,1	99/23	359/22	231/57	280
		ICR_27_SUBP_1	0,3	113/2	17/72	203/18	293
		ICR_28_SUBP_1	0	212/23	122/1	30/67	32

Las soluciones tensoriales han sido agrupadas en campos de esfuerzo regional, al ser reconocidos tanto en la Isla Cristalina de Rivera, como en el área sur del sector oriental de la Cuenca Norte Uruguaya (estaciones de trabajo Melo y San Gregorio).

Por lo tanto, teniendo en cuenta la orientación de los ejes de esfuerzo, la posición de la máxima dirección de acortamiento en la horizontal (σ_{Hmax}), la orientación y características de las fallas explicadas por cada solución tensorial, se han delimitado los siguientes cinco campos de esfuerzo regionales (figura 5.9):

- campo 1; representado por las familias de tensores T1 y T1'.
- campo 2; representado por las familias de tensores T2.
- campo 3; representado por las familias de tensores T3 y T3'.
- campo 4; representado por las familias de tensores T4 y T4'.
- campo 5; representado por las familias de tensores T5 y t5'.

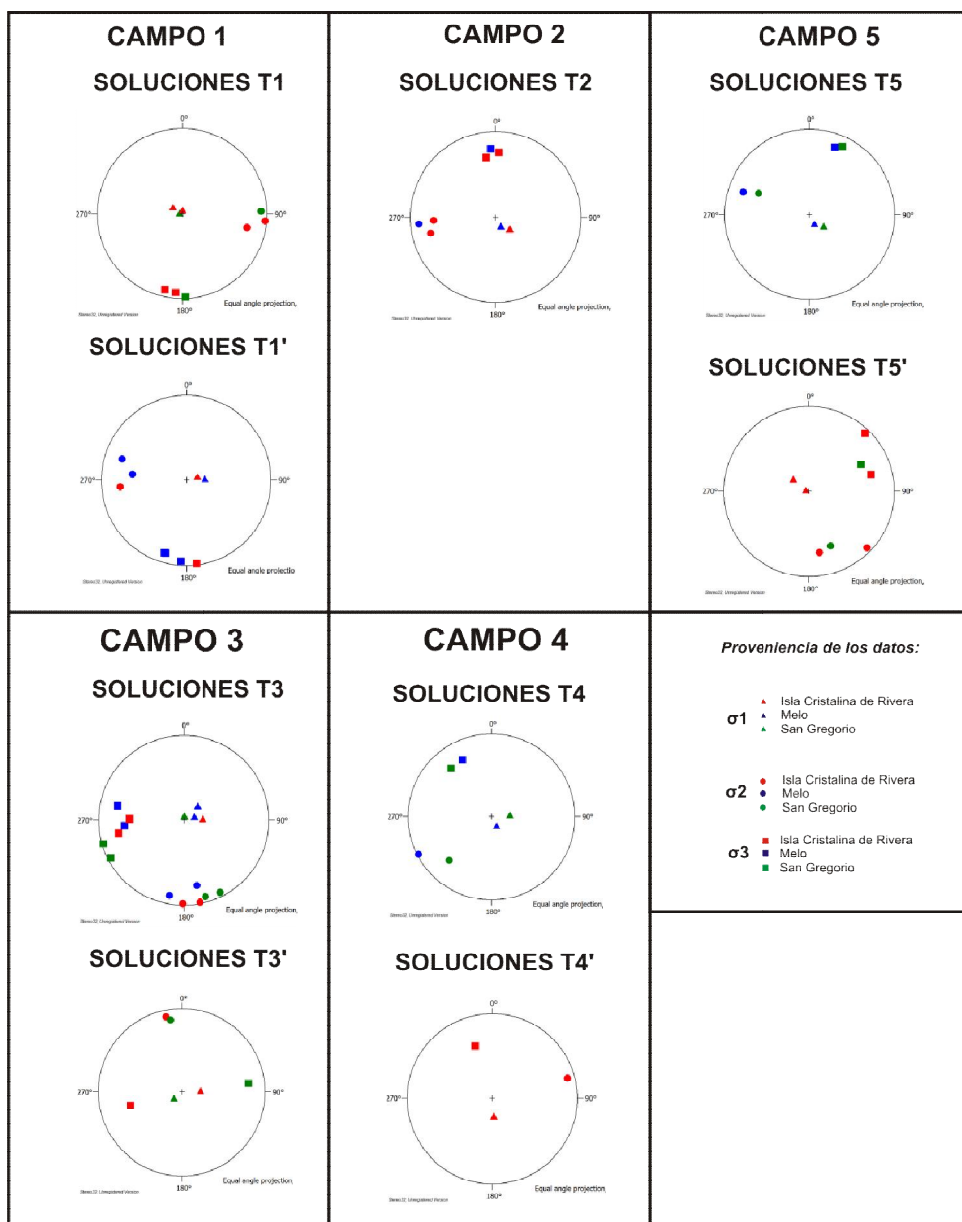
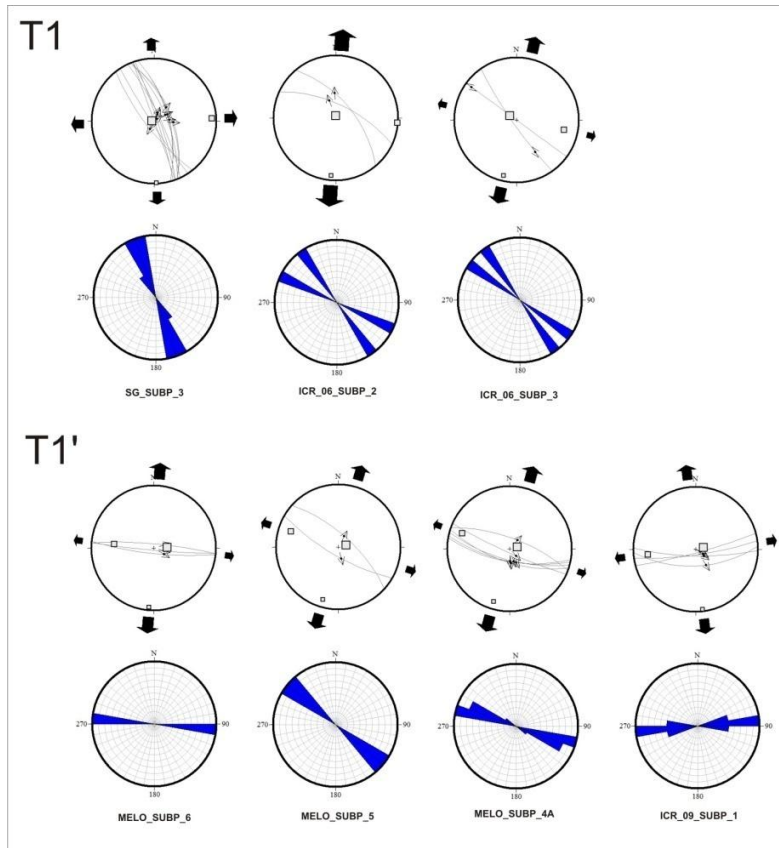


Figura 5.9. Agrupación en campos de esfuerzo de las soluciones tensoriales halladas.

5.6. Campos de paleoesfuerzos.

5.6.1. CAMPO DE PALEOESFUERZOS 1.

Este campo presenta una orientación de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ que varía desde N272 a N286; incluye soluciones tensoriales agrupadas en las familias T1 y T1' (tabla 5.3 y figura 5.10), es definida por 27 planos de deslizamiento y presenta una dirección tractiva groseramente N-S.



T1 representa un tensor de tipo normal, con una dirección de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ entre N273° y N286°. Explica 16 planos de deslizamiento, obtenidos en la ICR y en la estación San Gregorio. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal direccional con orientaciones NW, direcciones que abarcan entre N290° y N350° (figura 5.10). Los buzamientos presentan dos modas, una moda entre 60° a 70° y otra moda entre 80° y 90°. Los factores de forma R varían entre 0 y 0,4. Los materiales que afecta son granitos y doleritas de la Cuenca.

Figura 5.10. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicados por las soluciones tensoriales, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo para cada subpoblación (T1 y T1').

T1' representa un tensor de tipo normal, con una $\sigma_{HM\acute{a}x}$ entre N261° y N281°. Explica 12 planos de deslizamiento, obtenidos en las estaciones Melo e ICR_09. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal direccional con orientaciones E-W a NW (figura 5.10), distribuyéndose entre N270 a N 320. Los buzamientos se encuentran entre 60° y 90°. Los factores de forma R varían entre 0,1 y 0,2. Los materiales que afecta son granulitos (ICR) y doleritas (Cuenca).

5.6.2. CAMPO DE PALEOESFUERZOS 2.

T2 presenta una orientación de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ que varía entre N267 y N284, muy similar al campo anterior, incluye las soluciones tensoriales agrupadas en las familias T2 (tabla 5.3 y figura 5.11). Es representada por un tensor de tipo normal, con una dirección de tracción entre N350° y N0°. Explica 16 planos de deslizamiento, obtenidos en la ICR y en la estación Melo. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal direccional con orientaciones E-W (dirección principal) y NW (secundaria), con direcciones que van desde N260° y N290°, y entre N300° y N320° (figura 5.11). Los buzamientos presentan dos modas, una moda entre 50 a 70 grados y otra moda entre 80° y 90°. Los factores de forma R son de 0,5 y 0,1. Los materiales que afecta son granitos (ICR) y doleritas (Cuenca).

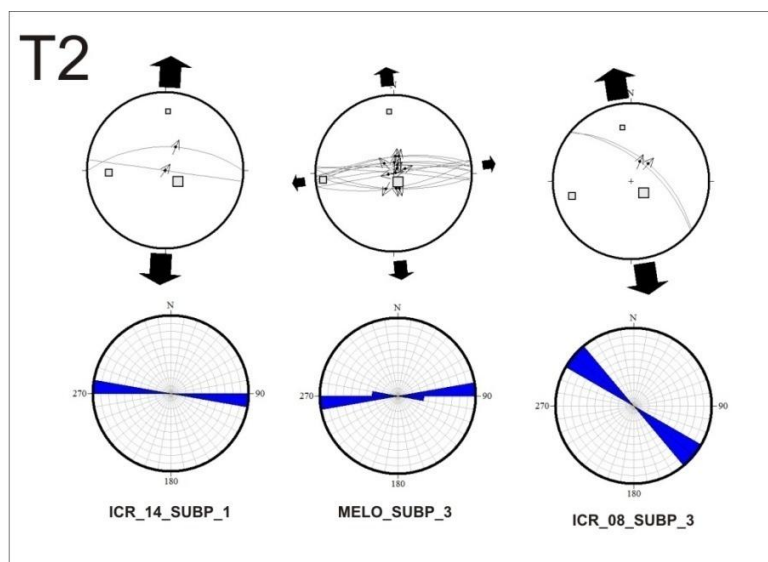


Figura 5.11. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicados por este tensor, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones asignadas a T2.

5.6.3. CAMPO DE PALEOESFUERZO 3.

Este campo presenta una orientación de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ que varía entre N340 y N 30, incluye las soluciones tensoriales agrupadas en las familias T3 y T3' (tabla 5.3 y figura 5.12), y es definida por 26 planos de deslizamiento.

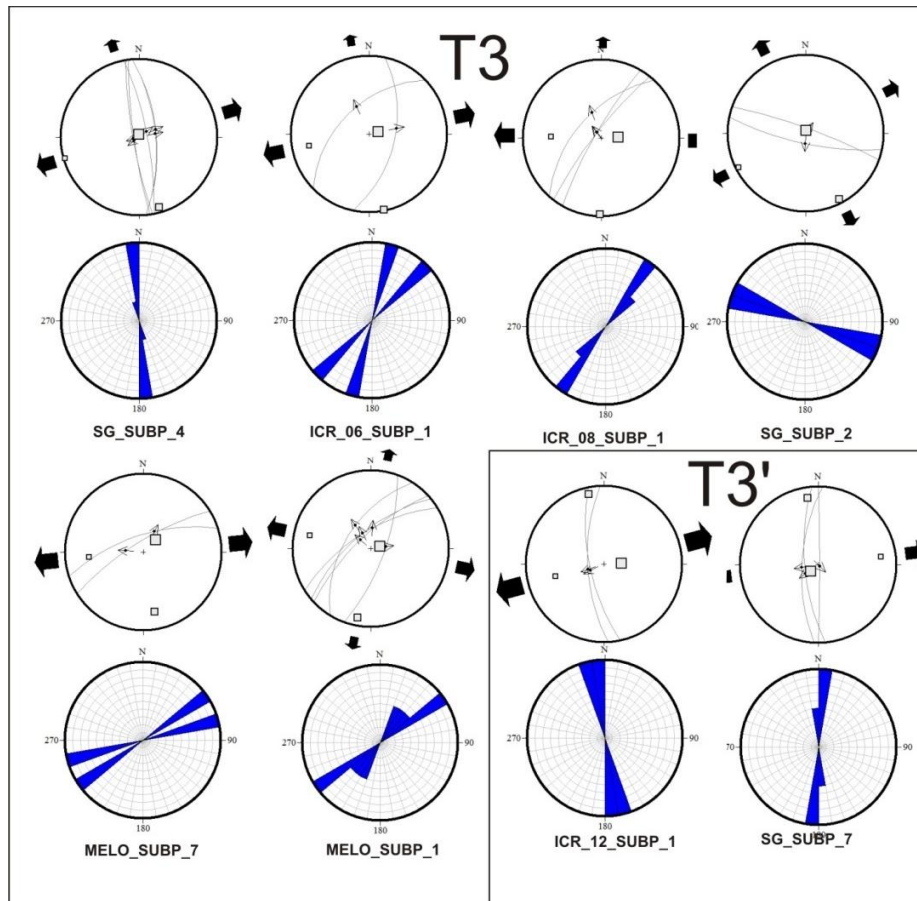


Figura 5.12. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicados, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones asignadas a T3 y T3'.

T3 representa un tensor de tipo normal, con una dirección de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ que varía N 345 y N30°, una dirección de tracción groseramente E-W. Explica 21 planos de deslizamiento, obtenidos en la ICR, en la estación San Gregorio y Melo. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal direccional con orientaciones NE-SW (principal), y direcciones entre N170° y N260° (secundarias), y NW con direcciones entre N280° y N300° (figura 5.12). Los buzamientos presentan dos modas, una moda entre 50° a 70° y otra moda entre 80° y 90°. Los factores de forma R varían entre 0 y 0,4; la mayoría se agrupa entre 0,1 y 0,2. Los materiales que afecta son granitos (ICR) y doleritas (Cuenca).

T3' es representada por un tensor de tipo normal, con una dirección de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ que varía entre N340° y N10°, una dirección de tracción groseramente E-W. Explica 5 planos de

deslizamiento, obtenidos en la estación 12 de la ICR y San Gregorio (cuenca). Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal direccional con orientaciones N-S (entre N 350°-10°) (figura 5.12). Los buzamientos están comprendidos entre 50° y 90°. El factor de forma R en el tensor es de 0,4. Los materiales que afecta son granulitas de la ICR y doleritas de Cuenca Norte.

5.6.4. CAMPO DE PALEOESFUERZOS 4.

Este campo presenta una orientación de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ entre N 241° y N 256°; incluye las soluciones tensoriales agrupadas en las familias T4 y T4' (tabla 5.3 y figura 5.13), y es definida por 6 planos de deslizamiento.

T4 es representada por un tensor de tipo normal, con una dirección $\sigma_{HM\acute{a}x}$ entre N 244° y N 256°, y una dirección de tracción NW-SE. Explica 4 planos de deslizamiento, obtenidos en las estaciones San Gregorio y Melo. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal direccional con orientaciones SWW-NEE, con direcciones que abarcan entre N240 y N260; y NWW entre N280 y N300 (figura 5.13). Los buzamientos presentan una única moda entre 60° a 80°. Los factores de forma R son de 0 y 0,1 y los materiales que afecta son doleritas (Cuenca).

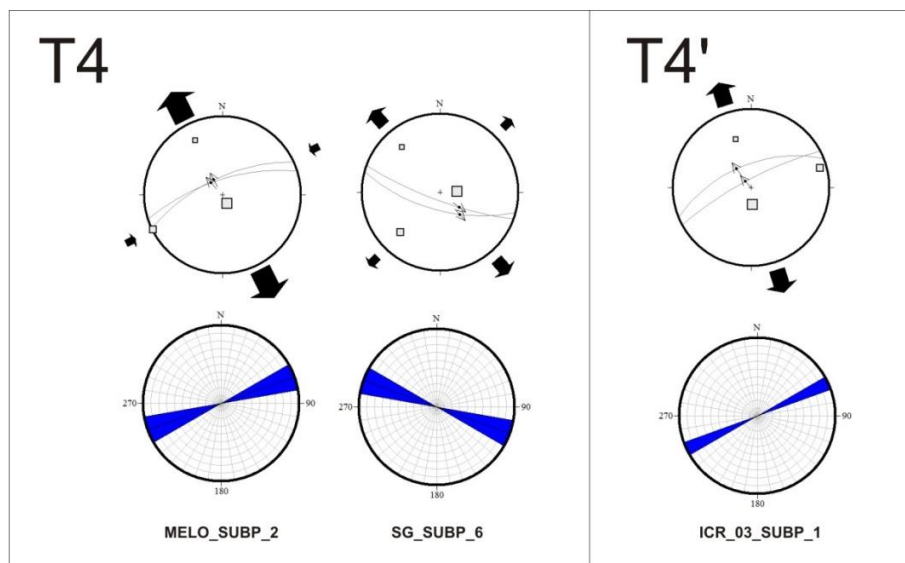


Figura 5.13. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicada, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones a signadas a T4 y T4'.

T4' es representada por un tensor de tipo normal, con una dirección de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ que se encuentra en N241°, y una dirección de tracción N355. Explica 2 planos de deslizamiento, obtenidos en la estación 03 de la ICR. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal con orientación SWW, con direcciones que abarcan entre N240° y N250° (figura

5.13). Los buzamientos presentan una única moda entre 70° a 80° y el factor de forma R es de 0,3. Los materiales que afecta son granitos.

5.6.5. CAMPO DE PALEOESFUERZOS 5.

Este campo presenta una orientación de $\sigma_{H\acute{M}ax}$ que varía entre N292° y N321°, incluyen las soluciones tensoriales agrupadas en las familias T5 y T5' (tabla 5.3 y figura 5.14), y es definida por 10 planos de deslizamiento.

T5 representa un tensor de tipo normal, con una dirección de $\sigma_{H\acute{M}ax}$ entre N 290° y N 305°, y una dirección de tracción entre N20 y N40. Explica 6 planos de deslizamiento, obtenidos en la estación Melo y San Gregorio. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal a normal direccional con orientaciones NW y NNW (Figura 5.14). Los buzamientos presentan una moda entre 60° y 80°. Los factores de forma R varían entre 0,2 y 0,6. Los materiales que afecta son doleritas (Cuenca).

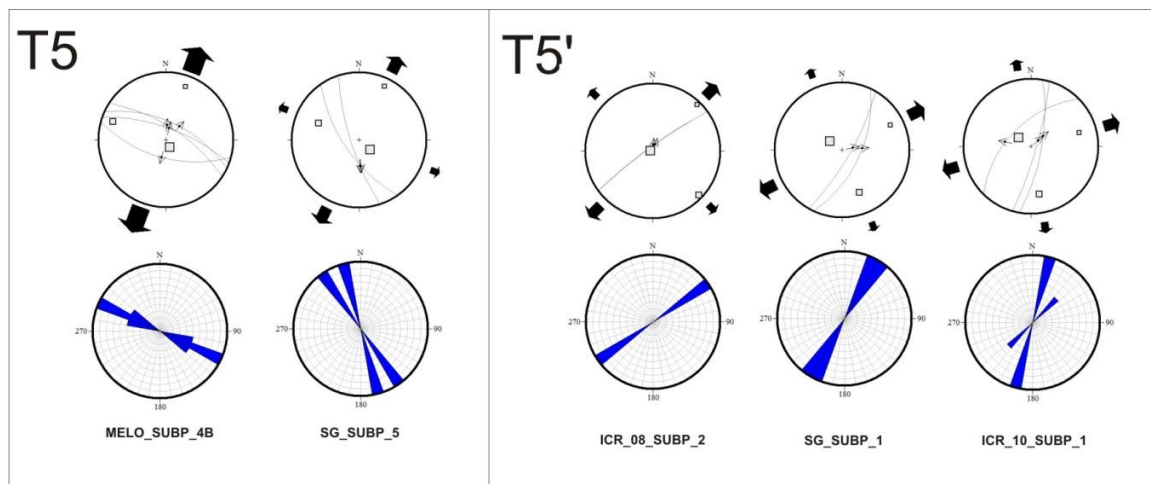


Figura 5.14. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento explicada, sus rosas de direcciones y la posición de los ejes principales de esfuerzo en las subpoblaciones asignadas a T4 y T5'.

T5' es representada por un tensor de tipo normal, con una dirección $\sigma_{H\acute{M}ax}$ que varía entre N310° y N320°, y una dirección de tracción N40° y N65°. Explica 4 planos de deslizamiento, obtenidos en la estación 08 de la ICR y en la estación San Gregorio. Las fallas compatibles con este tensor son de tipo normal direccional con orientación SWW, con direcciones que abarcan entre N220° y N240° (figura 5.14). Los buzamientos presentan una única moda entre 80° a 90°. El factor de forma R varía entre 0 y 0,3 y los materiales que afecta son granitos y doleritas (Cuenca).

5.7. Características e índice de calidad del tensor medio asociado a cada campo de paleoesfuerzos.

Para poder caracterizar los diferentes campos de esfuerzo encontrados como una unidad, se ha hallado el Tensor medio de cada campo, agrupando en una única población los planos de deslizamiento reconocidos en las distintas estaciones que lo componen.

Es decir, se han obtenidos poblaciones para el campo de paleoesfuerzos 1: TM 1, una segunda para el campo 2: TM2; una tercera para el campo 3: TM3; una cuarta para el campo 4: TM4 y una quinta para el campo 5: TM5.

A partir de estas poblaciones, se calculo el tensor medio asociado a partir del Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987; Reches et al., 1992) y la solución media para el conjunto de fallas explicadas usando el Método de los Diedros Rectos. Una vez obtenida las diferentes soluciones que representan al Tensor Medio, se le calculo el Índice de calidad propuesto por Simón et al. (1996), para conocer el margen de confianza de cada resultado.

Se han clasificado los tensores medios hallados en base al Índice de calidad de Simón et. al 1996 (CSN, 1998). Los resultados de los Índices de calidad calculados se presentan en la tabla 6.5. Puede observarse que los resultados de este índice muestran tres de las cinco soluciones con un rango aceptable de ponderación de calidad:

Tabla 5.4. Índice de Calidad para los tensores medios hallados según Simón et al. (1996).

	TENSOR MEDIO	I.Q	Ponderación:
CAMPO 1	TM 1	0,73	Excelente
CAMPO 2	TM 2	0,23	Bueno
CAMPO 3	TM 3	0,39	Bueno
CAMPO 4	TM 4	0,07	Rechazable
CAMPO 5	TM 5	0,09	Rechazable

Este índice de calidad ha sido establecido por los autores en tensores que responden a esfuerzos actuales, donde los planos de deslizamientos son muy abundantes ya que se encuentran en zonas donde la tectónica actual y reciente presenta más evidencia. Esta situación hace que se tenga una buena disponibilidad de planos de falla a la hora de procesarlos en los APF.

Se puede observar en el presente trabajo que hay varios tensores de esfuerzo que no tienen un Índice de calidad aceptable debido a que no tienen estadísticamente un gran peso en la población de partida. Esta situación podría alentar en principio a no descartar estas soluciones tensoriales, considerándolas de baja calidad, pero no nulas, y a los efectos de buscar elevar el grado de confianza, se hace necesario buscar un número mayor de datos de partida.

Observando la experiencia realizada en la ICR, en un ámbito donde las litologías presentes tienen una amplitud temporal muy alta, y los procesos que reúne son varios, deberíamos partir de una población de 20000 planos, para obtener un 5 % de planos de deslizamiento (que si se sigue la misma relación plano de deslizamiento/fractura que

presenta este trabajo), resultaría en una población de 1000 planos de deslizamiento aproximadamente, que luego será nuevamente disminuida en el proceso de tratamiento por los diferentes métodos de APF (debido principalmente a inconsistencias numéricas). Esta población podría representar con cierto margen de calidad, las soluciones politensoriales (¿o polifásicas?) que hoy son detectables a través del presente trabajo, pero que aparecen con una calidad no deseable. A continuación, solo se van a describir los tensores medios que gozan de un margen de confianza aceptable.

5.7.1. TENSOR MEDIO DE PALEOESFUERZO 1.

EL Tensor medio obtenido por el Método de Inversión de esfuerzos consiste en un tensor de tipo normal, con σ_1 orientado 302/76, σ_2 orientado 89/12 y σ_3 orientado 181/8 (figura 5.15). Esta solución explica el 86 % de las fallas y presenta un valor de R de 0,10.

El método de los Diedros Rectos muestra una zona de máxima extensión horizontal NE-SW, con una figura de interferencia de tipo normal que define el eje máximo principal con orientación 350/77 (97 %), eje mínimo principal con orientación 199/5 (93 %) y el eje intermedio con orientación 109/6.

Se observa en el círculo de Mohr algunas fallas en neoformación y la gran mayoría se encuentran proyectadas entre ambas envolventes, indicando reactivación.

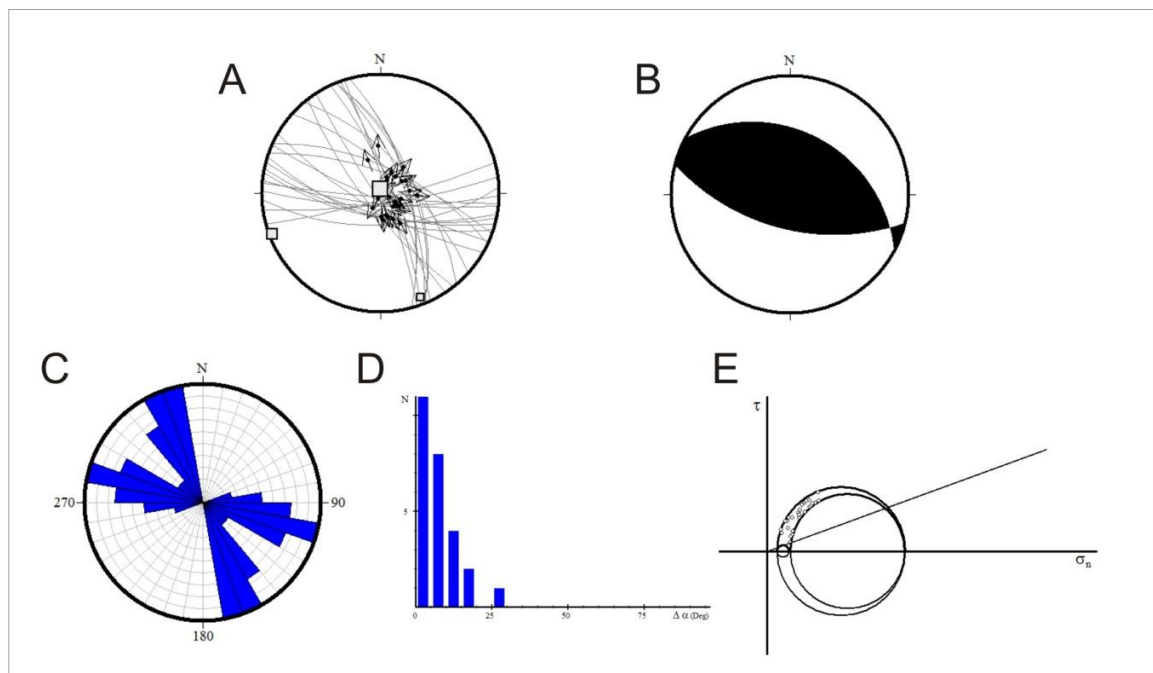


Figura 5.15. Características principales del Tensor medio asociado a la población de fallas pertenecientes al campo 1. A) fallas explicadas y posición de los ejes del tensor medio obtenido; B) Diagrama de diedros rectos para esta población; C) Rosa de orientación de los planos de deslizamientos explicados por el tensor medio; D) desviación de estrías teóricas y calculadas; E) Proyección de los planos de deslizamiento en el diagrama de Mohr.

5.7.2. TENSOR MEDIO DE PALEOESFUERZO 2.

EL Tensor medio obtenido por el Método de Inversión de esfuerzos consiste en un tensor de tipo normal, con σ_1 orientado 152/75, σ_2 orientado 265/6 y σ_3 orientado 356/13 (figura 5.16). Esta solución explica el 100 % de las fallas y presenta un valor de R de 0,20.

El método de los Diedros Rectos muestra una zona de máxima extensión horizontal NE-SW, con una figura de interferencia de tipo normal-normal direccional que define el eje máximo principal con orientación 155/68 (98%), eje mínimo principal con orientación 14/19 (98 %) y el eje intermedio con orientación 280/13.

Se observa un marcado carácter de neoformación, ya que un número importante de planos se encuentra situado sobre la envolvente externa.

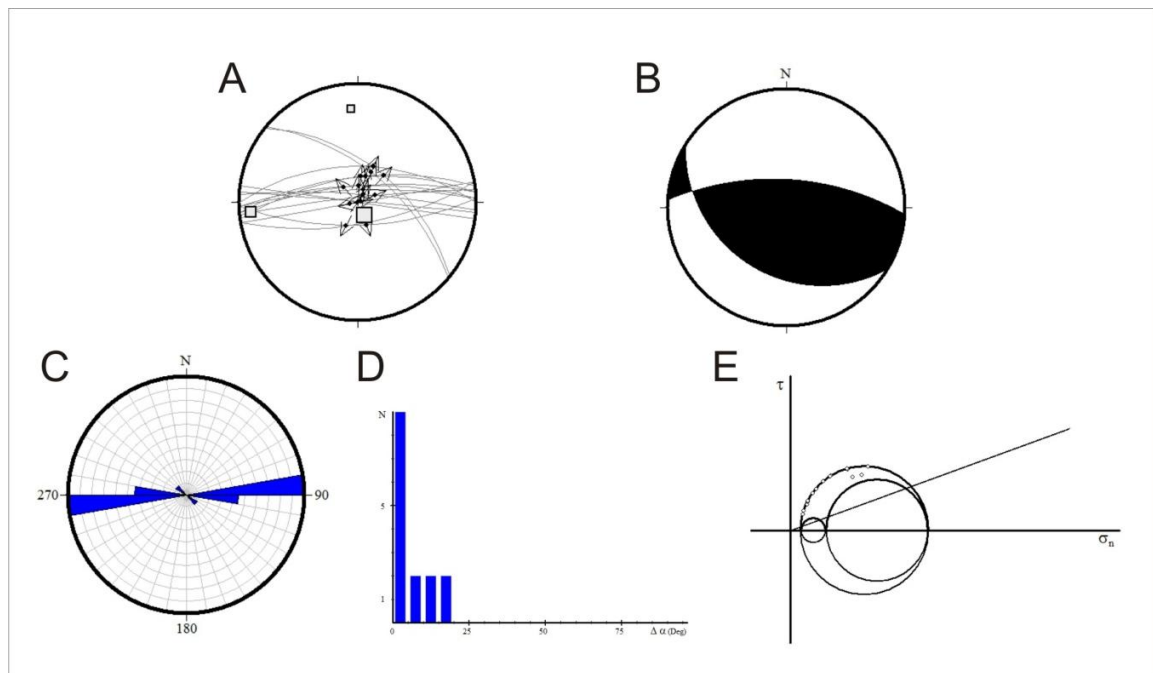


Figura 5.16. Características principales del Tensor medio asociado a la población de fallas pertenecientes al campo 2. A) fallas explicadas y posición de los ejes del tensor medio obtenido; B) Diagrama de diedros rectos para esta población; C) Rosa de orientación de los planos de deslizamientos explicados por el tensor medio; D) desviación de estrías teóricas y calculadas; E) Proyección de los planos de deslizamiento en el diagrama de Mohr.

5.7.3. TENSOR MEDIO DE PALEOESFUERZO 3.

EL Tensor medio obtenido por el Método de Inversión de esfuerzos consiste en un tensor de tipo normal, con σ_1 orientado 77/76, σ_2 orientado 345/0 y σ_3 orientado 255/14 (figura 5.17). Esta solución explica el 90 % de las fallas y presenta un valor de R de 0,10.

El método de los Diedros Rectos muestra una zona de máxima extensión horizontal groseramente E - W, con una figura de interferencia de tipo normal que define el eje máximo principal con orientación 72/65 (98 %), eje mínimo principal con orientación 274/21 (93 %) y el eje intermedio con orientación 181/8.

Se observa en el diagrama de Mohr que los planos de reactivación son levemente superior en número a los de neoformación.

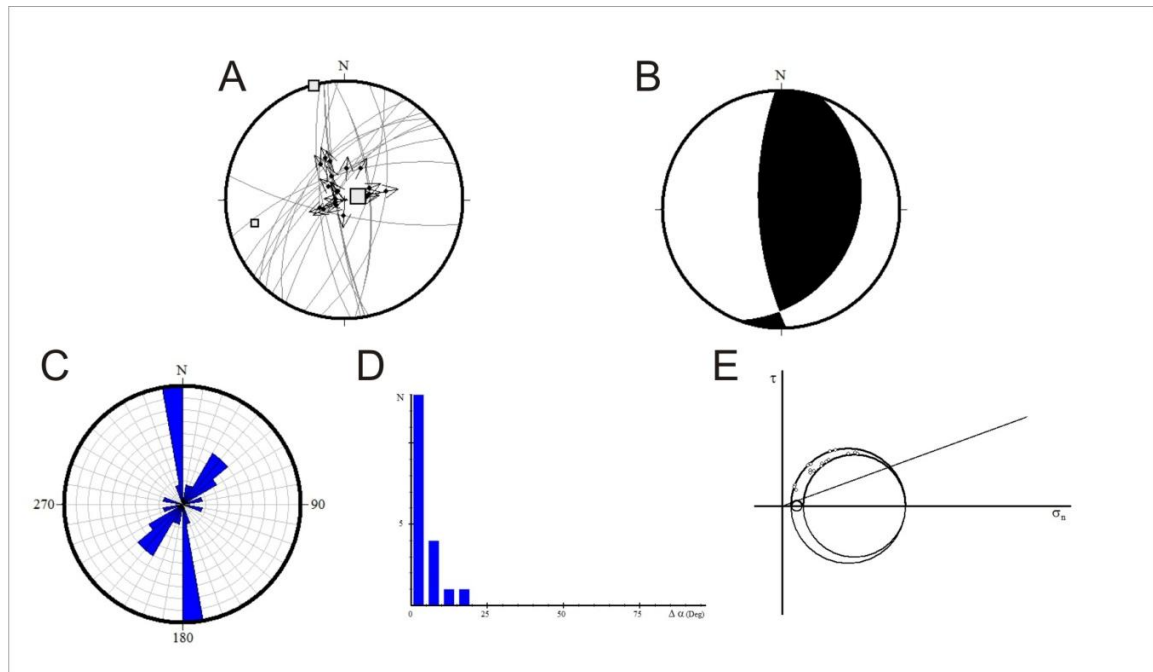


Figura 5.17. Características principales del Tensor medio asociado a la población de fallas pertenecientes al campo 3. A) fallas explicadas y posición de los ejes del tensor medio obtenido; B) Diagrama de diedros rectos para esta población; C) Rosa de orientación de los planos de deslizamientos explicados por el tensor medio; D) desviación de estrías teóricas y calculadas; E) Proyección de los planos de deslizamiento en el diagrama de Mohr.

5.8. Método de los diedros rectos.

Se muestran los resultados del análisis del método de los diedros rectos para las distintas estaciones analizadas, a partir de estaciones con una sola solución, o subpoblaciones de las distintas estaciones. Se utiliza únicamente como un indicador a grandes rasgos (en forma visual) del estado de los esfuerzos que componen las poblaciones de fallas separadas en campos que han sido reconocidos en el trabajo (tabla 5.5; figura 5.18).

Se observa la presencia de figuras de interferencia de tipo normal a normal direccional en todos los campos, semejantes en los campos definidos, y en algunos casos se observa el apartamiento de la tendencia general, mostrando figuras de tipo desgarre (fallas en dirección) y modificación en los ejes principales de las figuras de interferencia, debido posiblemente a distorsiones sufridas por el campo regional.

Tabla 5.5. Resultados analíticos del método de los diedros rectos.

Método de los diedros rectos		Eje principal máx		Eje principal mín		Eje intermedio
		Orientación	Mag %	Orientación	Mag %	Orientación
CAMPO 1	SG_SUBP_3	243/75	98	71/12	98	340/2
	ICR_06_SUBP_2	247/69	100	24/14	100	117/14
	ICR_06_SUBP_3	92/8	99	9/0	99	276/82
	ICR_09_SUBP_1	36/57	99	156/19	99	256/27
	MELO_SUBP_6	76/68	94	177/5	94	270/22
	MELO_SUBP_5	65/72	96	192/11	97	287/14
	MELO_SUBP_7	173/78	94	94/0	94	4/12
	MELO_SUBP_4A	59/74	98	187/11	98	279/12
CAMPO 3	SG_SUBP_4	278/85	96	81/4	90	171/2
	ICR_06_SUBP_1	36/83	100	103/0	97	193/6
	ICR_08_SUBP_1	111/57	99	316/33	99	219/11
	SG_SUBP_2	58/80	96	185/7	96	276/8
	MELO_SUBP_1	118/70	99	325/11	98	233/9
	MELO_SUBP_7	163/55	100	318/31	100	56/12
	ICR_12_SUBP_1	99/65	100	254/26	100	350/10
CAMPO 2	ICR_14_SUBP_1	154/58	98	11/26	98	273/17
	MELO_SUBP_3	159/69	98	6/21	98	273/9
	ICR_08_SUBP_3	205/79	100	43/11	100	312/3
CAMPO 4	MELO_SUBP_2	155/67	100	341/25	100	250/2
	SG_SUBP_6	62/50	100	162/13	100	263/38
	ICR_03_SUBP_1	142/61	92	341/30	99	246/08
CAMPO 5	MELO_SUBP_4B	174/75	99	32/11	99	300/9
	SG_SUBP_5	107/47	100	214/17	100	318/39
	ICR_08_SUBP_2	129/47	100	338/40	100	235/15
	SG_SUBP_1	337/65	100	106/17	100	202/18
	ICR_10_SUBP_1	294/69	98	94/17	99	186/7

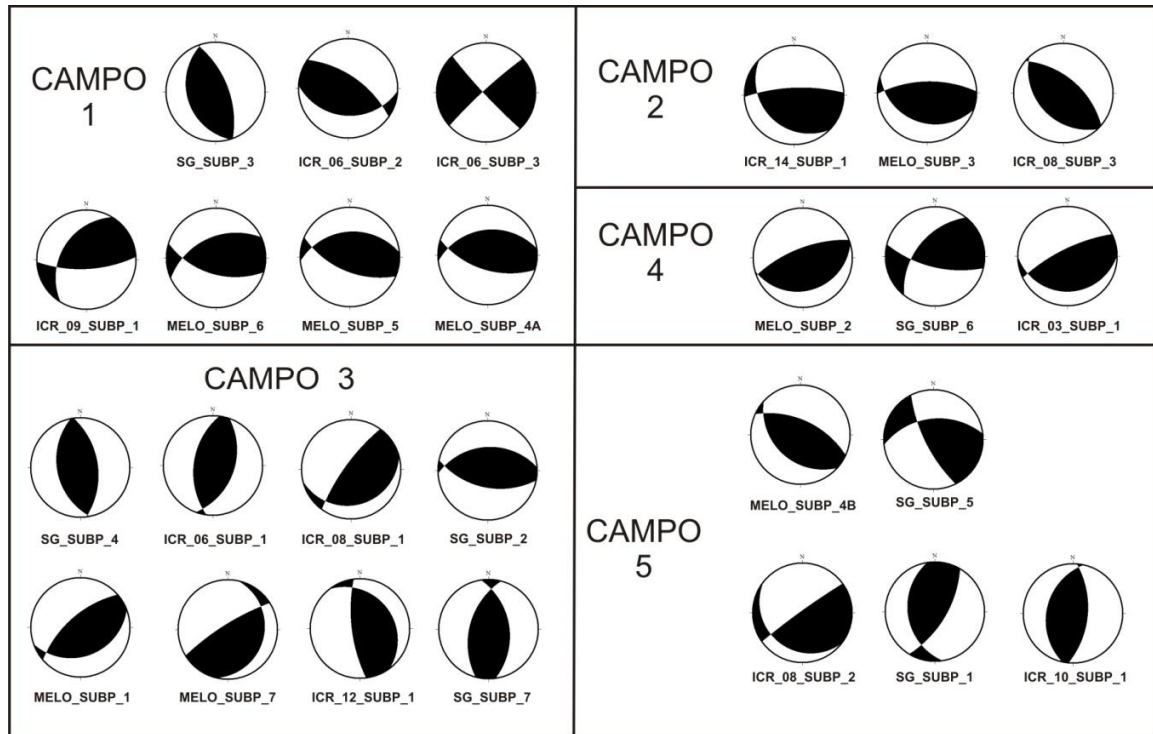


Figura 5.18. Balones de playa (representación visual de los diedros rectos) para las distintas soluciones tensoriales de los campos de esfuerzo reconocidos.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

A partir del análisis de las estaciones de trabajo, se constata que los planos de deslizamiento, tomados en conjunto, presentan máximos en las siguientes direcciones: NO-SE (N 310-330); NNO (N 350); NEE (N 70); NE (N 20-30); NE (N 45) y E-O (N 90-100). La dirección E-W en la fracturación se destaca tanto a escala regional, de lineamientos en las imágenes de radar y Google Earth, como a escala de afloramiento.

En cuanto a las soluciones tensoriales, se muestra que a través del análisis poblacional de fallas efectuado, se pudieron definir cinco campos de paleoesfuerzo, observados en la ICR y en el área sur del sector oriental de la Cuenca Norte, por lo tanto, pueden ser considerados de escala regional.

Se verifica la presencia de los mismos σ_{HMax} (eje intermedio σ_2) tanto en la ICR como en las dos estaciones de la Cuenca Norte (i.e., Melo y San Gregorio de Polanco), indicando 2 posiciones posibles para σ_2 : (i) groseramente N-S, y (ii) E-W. Con todo, el tensor en la Cuenca Norte está más marcado para una posición E-W y es más débil en la posición N-S. Considerando los factores de forma muy bajos de 0,2 – 0,3, es posible que se intercambien los ejes σ_2 y σ_3 del tensor esfuerzo, desarrollando elipsoides oblatos.

Esto se puede interpretar de dos maneras: (i) ambos tensores (ICR y Cuenca) representan el estado de esfuerzo regional, actualizado al desarrollo de las fracturas más recientes; (ii) existe una herencia estructural marcada por la reactivación de viejas fallas que vuelven a producirse en las sedimentitas permotriásicas de igual manera. Optar por una u otra dependerá de si la solución para cada uno de los campos de tensión obtenidos representa la generación de nuevas fallas o la reactivación de viejas fracturas del basamento, y del factor de forma respectivo. Lo que está claro, de acuerdo de cómo fue hecho el muestreo en la Cuenca (Masquelin et al., 2009) es que los planos de deslizamiento allí son prístinos y post-cretácicos.

La gran mayoría corresponde a tensores de tipo normal. En estos tensores, uno de los ejes tiende a cero, por lo tanto, estamos hablando de deformación plana.

El campo de esfuerzo que mejor se representa, de acuerdo a la población de fallas usado, es el Campo 1. Si bien el Campo 2, tiene similitud en la σ_{HMax} , la diferencia que presentan es que el Campo 1 actúa sobre planos de deslizamiento dispuestos NNW y WNW en carácter de reactivación; en cambio el Campo 2 actúa sobre planos de deslizamiento dispuestos E-W en carácter de neoformación. Esta situación nos haría especular que el campo 2 estaría mostrando una modificación que sufrió el campo regional

1, producto de alguna interferencia y que da como resultado que, debido a ese reajuste en el tensor de esfuerzo, mecánicamente le fue más fácil crear nuevos planos E-W que reactivar los

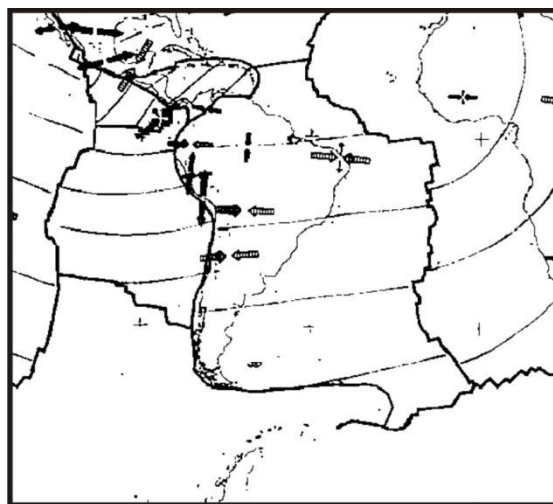


Figura 6.1. Reproducción parcial de Mapa de trayectoria de esfuerzos definido por la dirección de máxima compresión horizontal [σ_{HMax}] (CSN, 1998).

planos pre-existentes NNW y WNW. Se precisaría generar más información para explicar este cambio.

Otro elemento importante que caracteriza a los Campos de esfuerzo 1 y 2, es que estos presentan prácticamente la misma dirección de $\sigma_{HM\acute{a}x}$ que la definida para el campo actual (CSN, 1998; World Stress Map, 2005). Esta situación podría explicar la calidad de estos tensores, ya que podrían representar el último campo de esfuerzo implantado, quizás desde la deriva de la Placa Sudamericana (figura 6.1).

De acuerdo a los campos de esfuerzo hallados, su presencia estadística e índice de calidad, podríamos considerar los Campos 4 y 5 como campos de esfuerzo obliterados por aquellos que están mejor representados.

Si bien el Análisis Poblacional de Fallas arrojó soluciones tensoriales mayormente de tipo normal, que luego pudieron ser agrupadas en familias, se observó una menor presencia de soluciones tensoriales de tipo inverso (2) y desgarre en dirección (1). Si observamos toda la población como una sola muestra, el modelo de deslizamiento a través del cuadro Dey/k' nos muestra posibles soluciones tensoriales en el campo de desgarre y fallas inversas. En efecto, al trabajar por estación, se han observado trazas de esas soluciones tensoriales que no han podido ser representadas estadísticamente.

Si bien los campos de esfuerzo resultantes no indicarían ningún tensor de tipo inverso o transcurrente, existen claras evidencias en el campo de estos tipos de desplazamiento. En el contacto norte de la ICR, en contacto con las sedimentitas permotriásicas, la geometría de capas sugiere un desplazamiento en dirección. Esta situación es replicada en el interior de la ICR (e.g., microcuencas alargadas E-W al sur del Granito las Flores). Allí se observa la misma disposición subvertical de las sedimentitas (¿permotriásicas?) hacia los contactos con el basamento granítico de la ICR (Figura 6.3B y 6.3C). Esta evidencia estructural hace necesario testear la ocurrencia de un tensor de tipo desgarre en dirección, para poder explicar la verticalización de dichas sedimentitas, ya que plantea necesariamente problemas de espacio, compresión, movimiento oblicuo y transpresivo. Estos contactos sugieren una posible tectónica transcurrente interactuando con la extensión N-S. Resta determinar el sentido de desplazamiento de los bloques Sur y Norte resultantes.

Otro rasgo llamativo de esta interfase, es su buzamiento hacia el interior de la ICR (figura 6.3.A). Dos geólogos senior que han trabajado en la ICR, consultados para este trabajo corroboran esta situación. Nicolás Viana, en trabajos realizados en la zona al NW de Minas de Corrales, corrobora la misma situación sobre el buzamiento hacia la ICR (com. pers.). Luis Bergalli en perforaciones realizadas al norte de la Sierra de Areicuá también confirma esta situación, un buzamiento de la interfase hacia el interior de la ICR (com. per). No podemos obviar, que la disposición que asume esta interfase, es la tendencia general de la ICR, observada en su basamento, NW-SE y con fuerte buzamiento hacia el SW.

Por lo tanto esta situación, hace necesario plantear el tema de si la ICR en la actualidad configura un horst. En la definición de horst tenemos que estar en ámbito de actuación de fallas normales, estas buzan hacia afuera del pilar tectónico y son indicativas de esfuerzo de tensión (estiramiento cortical).

Dado lo observado, se puede afirmar con seguridad que la ICR en la actualidad conforma un pilar tectónico reactivado por una tectónica transcurrente, que reactivó antiguas

discontinuidades del basamento cristalino de la cuenca y que posiblemente se le pueda asignar a la tectónica cenozoica descrita en de Santa Ana & Veroslavsky (2002), como representante de la reactivación cenozoica del Arco Rivera-Aceguá-Valeriana.

De esta forma podemos aventurar a través de un corte diagrama la disposición de la ICR en la actualidad, conformando un pilar tectónico de posible reactivación en el Cenozoico (figura 6.2).

El croquis geológico muestra una posible interpretación del ámbito de actuación de la deformación frágil, que oblitera y desplaza las estructuras heredadas del basamento.

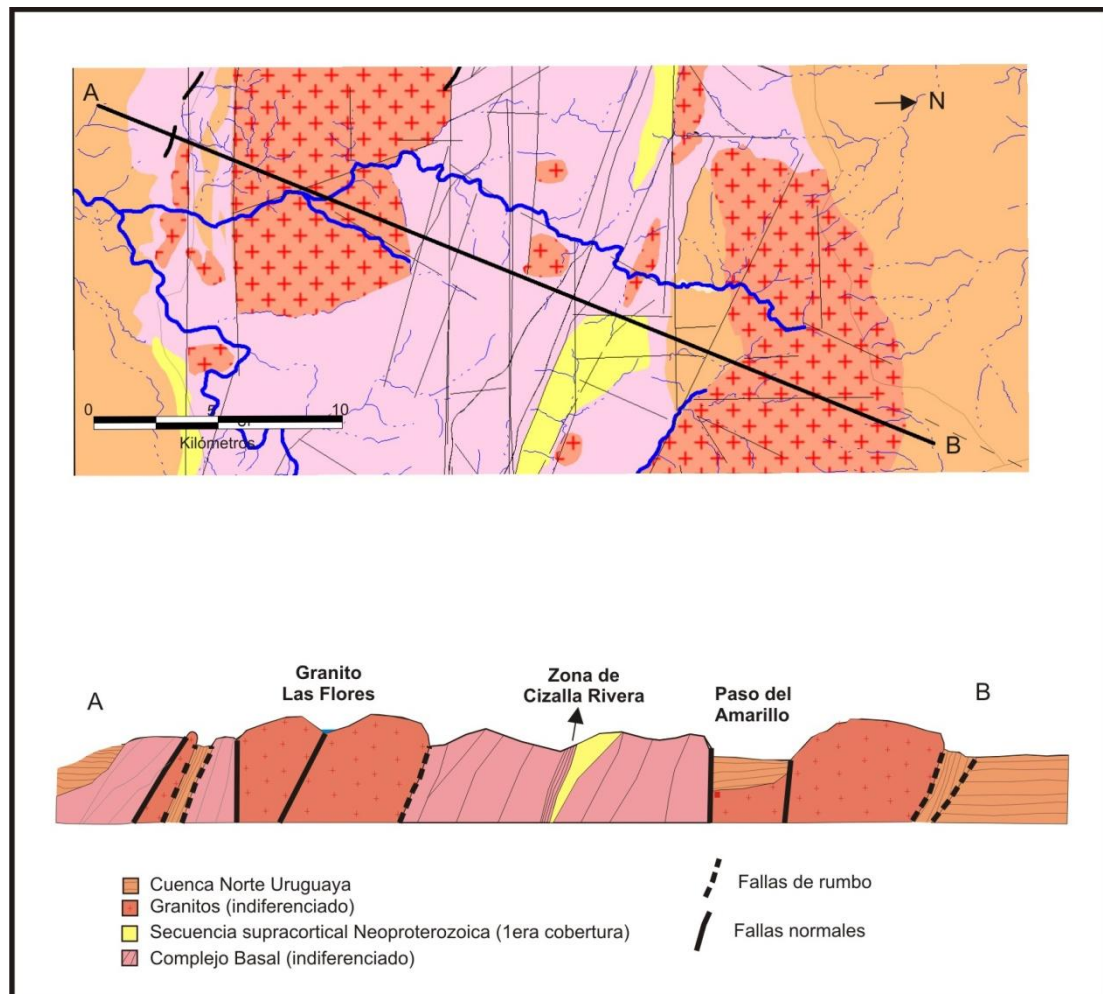


Figura 6.2. Bloque diagrama de la ICR, representando una posible interpretación de la estructuración adquirida como resultado de la tectónica de rumbo, de posible edad Cenozoica (?).

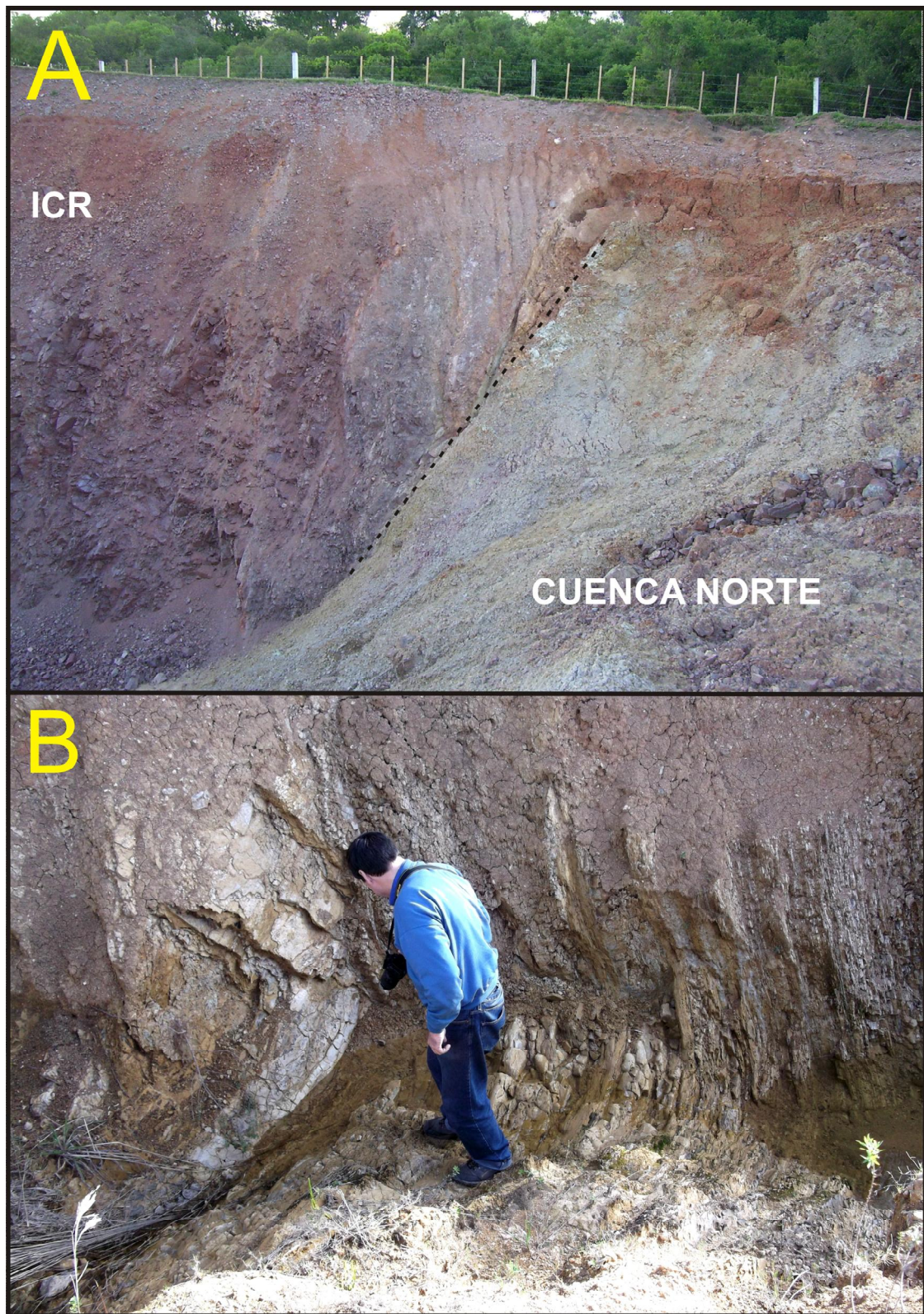


Figura 6.3. A) Foto tomada en forma perpendicular al contacto norte de la ICR, al SE de la Cantera de Castrillón. B) Sedimentitas de la Formación Mangrullo verticalizadas junto al contacto norte de la ICR, sobre ruta 27 a 7.5 km. al noroeste de la localidad de Vichadero.

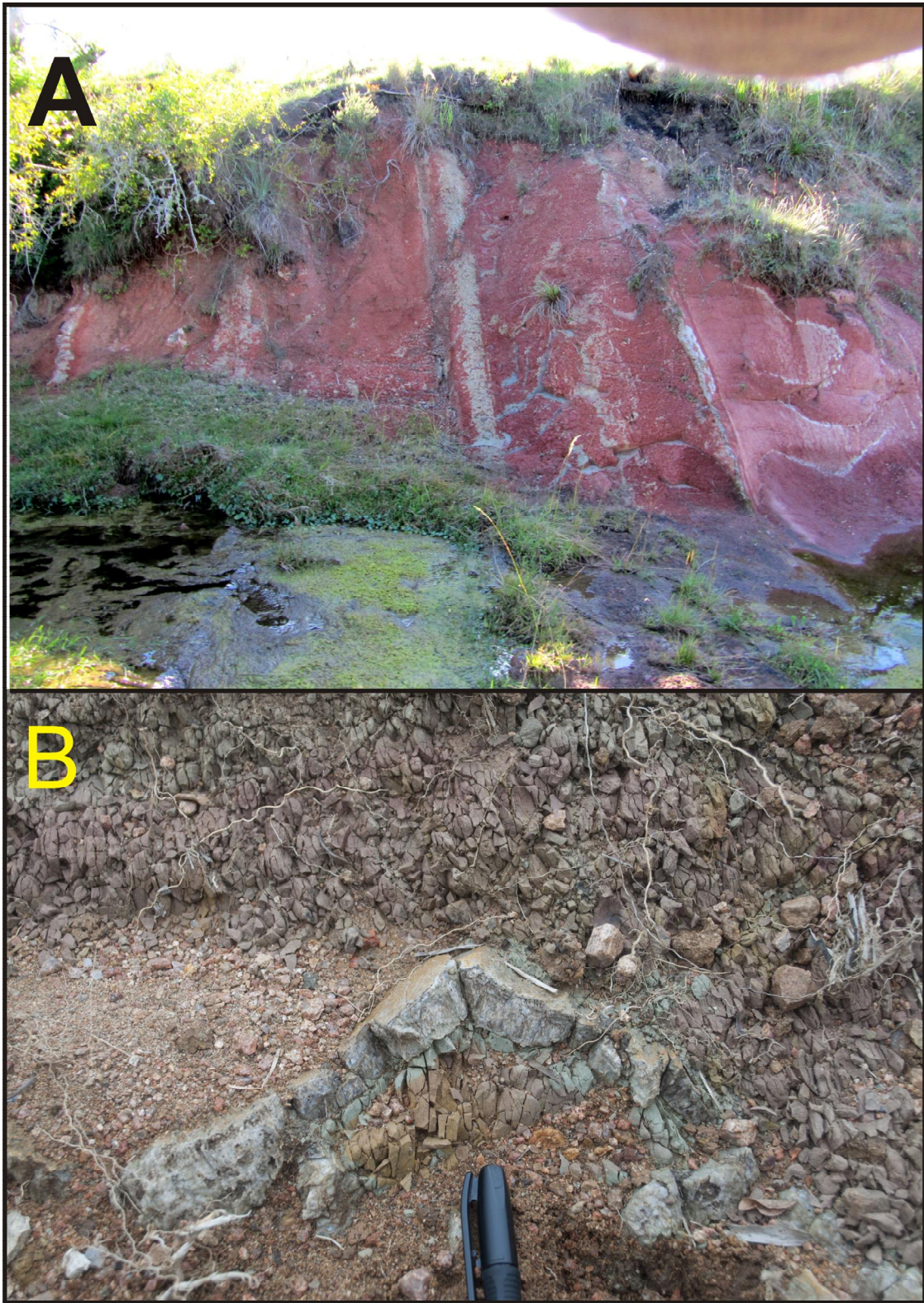


Figura 6.4. A) Sedimentitas de la Formación Yaguari verticalizadas junto al contacto norte de la ICR en la zona de Castrillón; B) Venilla de cuarzo deformada cortando lutitas (¿permotriásicas?).

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. (1973). The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin. In: Nairn y Stelhi (eds.), "The Ocean Basins and Margins", Plenum Press, New York, v. 1: 411-446.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. de. (1976). The Upper Precambrian of South America, Bol. Inst. Geociências, USP, São Paulo, 7: 45-80.
- Anderson, E.M., (1951). The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh, Repr. Rev. 2nd ed. (1963), 206 pp
- Angelier, J., (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, Tectonophysics, 56, T17-T26.
- Angelier, J., (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets, J. Geophys. Res., 89• 5835-5848.
- Angelier, J. and Mechler, P., (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. Fr., 7:1309-1318.
- Angelier, J., A. Tarantola, B. Valette, and S. Manoussis (1982). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. 1. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor, Geophys. J. R. Astr. Soc. 69,607-621.
- Antón López, L. (2003). Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: El Domo de Tormes.
https://www.researchgate.net/publication/39159014_Analisis_de_la_fracturacion_en_un_area_granitica_intraplaca_el_Domo_de_Tormes] Visita: junio 2015.
- Armijo, R. & A. Cisternas. (1978). Un probleme inverse en microtectonique cassante, C. R. Acad. Sci. Paris 287(D), 595-598.
- Armijo, J., Tarantola, A., Valette, B. and Manoussis, S., (1982). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. Geophys. J. R. Astron. Soc., 69.: 607-621.
- Arrighetti, R., Pena, S., Rossi, P., Vaz Chavez, N. (1981). Estudio Geológico y Minero de la región de Minas de Corrales. Informe Interno. DINAMIGE, Montevideo.
- Arthaud, F., (1969). Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. Bull. Soc. GEol. Fr., 7: 729-737.
- Arthaud, F. & Choukroune, P., (1972). Methode d'analyse de la tectonique cassante d l'aide des microstructures dans les zones peu deformées. Example de la plate-forme Nord-Aquitaine. Rev. Inst. Fr. Pet., 27(5): 715-732.
- Avé Lalléman, G. (1884). Apuntes mineros de la República Oriental del Uruguay. Soc. Científica Argentina, Anales, t. XVII, pp. 49-68. Buenos Aires.
- Aznarez, J. (1989). Historia de la minería, geología y paleontología en el Uruguay: 1708 - 1968 (Bibliografía para su estudio). Agencia periodística CID, Buenos Aires, pp. 1-143.

- Bankart, H. (1869). On the gold-fields of Uruguay, South America. *Journal of The Royal Geographical Society*, London, 39, 339-342.
- Barrial Posada, C. (1890). Título de propiedad de los minerales de la Región Aurífera de Tacuarembó y de la zona cuprífera de Yucutujá (Salto) e historia comprobada (científica y judicialmente) de la riqueza y trabajos realizados. *El Siglo Ilustrado* (Turenne&VarziCia.), Montevideo, vol. 1, pp. 14, 24 y 25 (143 p.).
- Bossi, J., Fernandez, A., Elizalde, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay. *Bol. Inv. Fac. Agronomía (UdelaR)*. Montevideo, 78: 1-84.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Depto. Publicaciones Universitarias. Col. Ciencias No. 2. Montevideo, Uruguay. 1 – 460 pp.
- Bossi, J., Ferrando, L.A., Fernández, A.N., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J.J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I., Montaña, J.R. (1975). Carta Geológica del Uruguay, escala 1:1.000.000. Dir. Nac. Suelos y Fertiliz. - MAP, Montevideo, 1 mapa, memoria, pp. 1-32.
- Bossi, J. & Umpierre, M., (1975). Lavas mesozoicas del Uruguay. *Bol. Invest. Fac. Agronomía (UdelaR)*.
- Bossi, J. (1978). *Recursos Minerales del Uruguay*. Ed. Aljanati. Montevideo. Uruguay.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1988). *Geología del Uruguay*. Tomo I. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la Republica. Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1989). *Geología del Uruguay*. UdelaR - Depto. de Publicaciones, 2da edición, 2 tomos, pp. 1-966. Montevideo.
- Bossi, J. & Campal, N. (1993). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Proterozoico Inferior en Uruguay. In: Gutiérrez-Marco J. G. Saavedra J & Rabano, I (Des.): *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, Univ. Extremadura.
- Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta geológica del Uruguay a Escala 1:500.000 (versión digital). Facultad de Agronomía - UdelaR. Montevideo, Uruguay.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Burg, Jean-Pierre. (2015). Paleo-“Stress” analysis from fault data. Paleostress calculation. [<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files/english/5paleostress.pdf>]. En: [http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/Structural Geology and Tectonics](http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/Structural%20Geology%20and%20Tectonics). ETH Zürich and Universität Zürich. Geologisches Institut. Sonnegstrasse, 5. CH-8092 Zürich. Switzerland. Visita: junio de 2015.
- Caorsi, J.H. (1957). Mapa Geológico de la República Oriental del Uruguay (escala 1:500.000), Instituto Geológico del Uruguay, Mapa y memoria. Montevideo.
- Caorsi, J.H. & Goñi, J.C. (1958). *Geología Uruguaya*. Boletín N°37, Instituto Geológico Uruguayo. Montevideo.
- Carey, E., (1976). Analyse numerique d'une modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes á partir des stries de glissement. These Illeme cycle, Univ. Paris-Sud, 138 pp.

- Carey, E. and Brunier, B., (1975). Analyse theorique et numerique d'une modele elementaire appliquee a l'etude d'une population de failles: C. R. Acad. Sci. Paris, 279: 891-894.
- Carvalho, P.F., (1932). Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. DNPM, Serv. Geol. Min. Bras., M.M.E., Rio de Janeiro, Boletim, nº66.
- Casas Sainz, A., Gil Peña, I., Simón Gómez, J. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. En: Researchgate página web. https://www.researchgate.net/publication/26581020_Los_metodos_de_analisis_de_paleoesfuerzos_a_partir_de_poblaciones_de_fallas_sistematica_y_tecnicas_de_aplicacion Visita: junio de 2015.
- Casas Sainz, A. (1990). El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.
- Cazaux, S. (2008). Geología, petrología y análisis estructural de la zona de Curtumé – zona centro de La Isla Cristalina de Rivera. Facultad de Ciencias - UdelaR, Tesis de grado. Montevideo.
- Chemale Jr., F. (1991). Geochemistry and structural geology of Zapucay gold mine, Department of Rivera, Uruguay. In: BRAZIL GOLD'91, THE ECONOMICS, GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS, BELO HORIZONTE, 1991. PROCEEDINGS, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte. pp. 547-550.
- Chemale Jr., F. (2000). Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.), Geologia do Rio Grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS, pp. 13-52.
- Chirico, S. (1987). Cuñapirú: tierra de algún provecho, período 1820-1940. Edic. "Hoy es historia", Montevideo, Bol. 21: pp. 40-49.
- Chirico, S. (2005). Pradera, oro y frontera. Revista SUG, 12: 33-42.
- CSN, (1998). Consejo de Seguridad Nuclear. Proyecto Sigma. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica. Publicado y distribuido por: Consejo de Seguridad Nuclear. Justo Dorado, 11. 28040 – Madrid. <http://www.csn.es>.
- Cordani, U.G. & Soliani Jr., E. (1990). Idades K-Ar e Rb-Sr das "Ilhas Cristalinas" de Rivera e Aceguá (Uruguai e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento no contexto geotectônico regional. Academia Brasileira de Ciências, Anais, 62(2): 145-156. Rio de Janeiro.
- Cordani, U. G. y Sato, K. (1999). Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoids rocks. Episodes 22, 167–173.
- Dalla Salda, L.H., (1981). Some relationships between the cratonic areas of the Rio de la Plata, South America and the Western Kalahari, Africa. Rev. Asoc. Geol. Argentina, Buenos Aires, 36(3): 322-338.
- Davis, G. & Reynolds, S. (1996). Structural geology of rock and regions. Publisher: Wiley 2nd. Edition. ISBN 0471526215.
- de Santa Ana, H. (2004). Análise Tectono–estratigráfica das Seqüências Permotriassica e Jurocretácea da Bacia Chacoparanense Uruguiaia ("Cuenca Norte"). Tese de Doutorado. UNESP, Rio Claro, 274 pp. [inérito]

- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G.; Fulfaro, V. y Rossello, E. (2006). Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero – Pérmico. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M y Martinez, S. (eds). Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos minerales. Paleozoico, Montevideo: DIRAC-UdelaR, cap. 6: 209-256.
- De Vicente, G; Muñoz, A; Giner, J. (1992). El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. Revista de la Sociedad geologica de España, 5: 000-000.
- De Vicente, G. (1988a). Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- De Vicente, G. (1988b). The e/K' diagram. An application of the <<Slip Model>> to the populational fault analysis. Rev. Soc. Geot. España, 1, (1-2) (1988).
- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics, 295: 187-197.
- Du Toit, A.L., 1927. A geological comparison of South America with South Africa (with a paleontological contribution by F.R. Cowper Reed). Carnegie Institution of Washington, Washington DC, 381: 1-158.
- Ellis, J. (1993). Mineralogical-petrographical investigation at the San Gregorio Gold Mine, Minas de Corrales. Mineralogisch-Petrographisches Institut – Universität Heidelberg. Tesis de Maestría.
- Ellis, J. (1998). The Precambrian supracrustal rocks of the “Isla cristalina de Rivera y Acegua” in northern Uruguay and their ore deposits. – Universität Heidelberg. Tesis de Doctorado.
- Etchecopar, A. & Mattauer, M. (1988). Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. Bull. Soc. Géol. France (8), 4, 289-302.
- Etchecopar, A., G. Vasseur, and M. Dagnieres (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, J. Struct. Geol. 3, 51-65.
- Falconer, J.D. (1931). Memoria explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del Depto. de Cerro Largo. Instituto de Geología y Perforaciones, Montevideo. Boletín N°12, 22pp.
- Falconer, J.D. (1931). Terrenos Gondwánicos del Departamento de Cerro Largo. Instituto Geológico del Uruguay. Bol. N°12.
- Falconer, J. D. (1931). Terrenos Gondwánicos del Departamento de Tacuarembó. Instituto Geológico del Uruguay. Bol. N°15.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Koester, E., Kraemer, G., Scherer, C.M.S., Menegat, R. (1992). Stratigraphy of early-orogenic granitoids in the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. Journal of South American Earth Sciences, 5: 77-96.
- Ferrando, L.A. & Fernandez, A. (1971). Esquema tectónico-cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXV, Soc. Brasileira de Geologia, Núcleo RGS, Anais, pp. 199-210.
- Fossen, H. (2010). Structural Geology. Cambridge University Press, Cambridge. 463 p

- Furtado, A. (2014), Modelamiento geológico en 3D del depósito aurífero de tipo orogénico Argentinita, ubicado dentro del distrito minero Zapucay, Rivera. Facultad de Ciencias - UdelaR, Tesis de grado. Montevideo.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., & Pimentel, M.M. (2001). Archean and Proterozoic continental crust in South America: Main building events. In: 3° South American Symposium on Isotope Geology. Extended abstracts, (p. 642). SERNAGEOMIN, Santiago de Chile.
- Galindo-Zaldívar, J. & González-Lodeiro, F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Ann. Tectonicae*, 2: 90-97.
- Goñi, J.C. (1958). Consideraciones sobre la estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico uruguayos. *Soc. Brasileira de Geologia, Núcleo Sureste, Curitiba, Boletim Info*, 7(1): 91-97.
- Goñi, J.C. (1962). Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et minéralisations. *Bol. Avulso n°12. Escola de Geologia - Universidade do Rio Grande do Sul*.
- Goñi, J.C., Goso, H., Issler, R.S. (1962). Estratigrafia e geologia econômica do Pré-cambriano e Eopaleozoico Uruguaio - Sul-Riograndense. *UFRGS, Bol. Escola de Geologia, Avulso*, 3: 1-105, Porto Alegre.
- Gaucher, C. (2000). Sedimentology, palaeontology, and stratigraphy of the Arroyo Del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria. Wurzbürger geowissenschaftliche Mitteilungen. Heft 26*, 2000.
- Gaucher, C.; Boggiani, P., Sprechmann, P., Sial, A.N. & Fairchild, T.R. (2003). Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications.- *Precambrian Research*, 120: 241-278.
- Guillemain, C. (1910). Lagestätten in der Republik Uruguay. *Bergwirtschaftl Mitteil*, 1, 189-192.
- Hartmann, L.A. & Nardi, L.V.S. (1982). Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da Região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito (RS); geologia, petrografia e química dos elementos maiores, com interpretação geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia, Estudos Tecnológicos*, 6(12): 153-178. São Leopoldo.
- Hartmann, L. (1998). Deepest Exposed Crust of Brazil - Geochemistry of Paleoproterozoic Depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research*, 1(3/4): 331-341.
- Hartmann, L.A., Da Silva, L.C., Remus, M.V.D., Philipp, R.P. (1998). Evolução geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: *Actas del II Congreso Uruguayo de Geología (Punta del Este, 1998), Conf. proceedings*, pp. 277-284.
- Hartmann, L. (1988). Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves no extremo sul do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1): 1-14.
- Hartmann, L.A. (1991). Condições de metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 107-113.
- Hartmann, L.A., Dunyi Liu, Yenbin Wang, Massonne, H.J., Santos, J.O.S. (2008). Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciencias*, 80(3): 543-551.

- Inventario Minero del Uruguay. Uranio. (1983). Informe de síntesis. Dinamige-BRGM. Ministerio de Industria y Energía (Uruguay) - Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Francia).
- Issler, R.S., (1983). Evolução crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes, Craton Dom Feliciano. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, Soc. Brasileira de Geologia, Núcleo RGS, Porto Alegre, Atas, p. 19-36.
- Jaeger J.C.; Cook, N.; Zimmerman, R. (2007). Fundamentals of rock mechanics. 4th ed. Oxford: Blackwell Publishing.
- James, Ch. (1890). Report of the San Gregorio Mine, Uruguay [trad., Informe ref. Mina San Gregorio, Uruguay]. In: Barrial Posada C. (1890), "Título de propiedad de los minerales de la Región Aurífera de Tacuarembó y de la zona cuprífera de Yucutujá". El Siglo Ilustrado, tomo 1, pp. 14-25. Montevideo.
- Lamas, A. (1850). On Uruguayan Gold Ores. Jornal do Comércio, Rio de Janeiro.
- Ledesma, J.J. (1997). Geología detallada de los alrededores de la Mina San Gregorio a escala 1:5000, Isla Cristalina de Rivera. Informe interno de Compañía Minera San Gregorio.
- Lenoble, C. (1848). Cours de chimie élémentaire appliqué aux arts. Bull. École des Mines de Paris, p. 135.
- Lenzi, J.A. (1988-1989). Trabajos Internos. STEL S.A., no publicados.
- Lenzi, J.A. (1993). Informe sobre o contextogeológico de La Ilha Cristalina de Rivera (inédito).
- Lillo, J. & Oyarzun, R. (2013). Geología estructural aplicada a la minería y exploración minera. Departamento de Biología y Geología. Escuela superior de Ciencias Experimentales y Tecnología. Universidad Rey Juan Carlos. Móstoles. España. GEMM – Aula2punto.net: www.aulados.net/GEMM/GEMM.html
- Lisie, R. J. (1987). Principal stress orientations from faults: an additional constraint. Annales Tectonicae, 1, 155-158
- Mac Millan, J.G. (1931). Regiones mineras de Cuñapirú, Corrales, Zapucay y Curtumé. Instituto de Geología y Perforaciones. Montevideo. Boletín N 14.
- Mac Millan, J.G. (1933). Terrenos precámbricos del Uruguay. Instituto de Geología y Perforaciones. Montevideo. Boletín N 18.
- Martínez, J., (1934). Formaciones calcáreas de Corrales-Cuñapirú. Rev. Asoc. Rural del Uruguay, Año IV, 50: 675-677. Montevideo.
- Martinez Catalan, J. (2003). Geología estructural y dinámica global. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. CURSO 2002/2003. <http://web.usal.es/~gabi/apuntes>
- Masquelin, H. (1990). Estado actual del conocimiento de indicios de oro en el Uruguay. Seminário em metalogenia do Ouro, Univ. de Brasília (UnB). Tópicos em Metalogenia II.
- Masquelin, H. (1993). Petrografia e feições estruturais dos granulitos da Ilha Cristalina de Rivera, Uruguay. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia – Bol. Resumos. Curitiba.

- Masquelin, H. (1995). Efectos de la recrystalización estática en la petrotrama de ejes C de cuarzo de neises granulíticos alcalifeldespáticos, Isla Cristalina de Rivera, Uruguay. In: V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG, Gramado (RS). Atas, p. 143-144.
- Masquelin, H. (2006). El Escudo Uruguayo. En: Cuencas Sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos minerales – Paleozoico. G. Veroslavsky, M. Ubilla y S. Martínez. Ed. DIRAC. Cap. 2, pp. 37-106. Montevideo.
- Masquelin, H., Aifa, T., Muzio, R., Hallot, E., Veroslavsky, G., Bonneville, L. (2009). The Cuaró Mesozoic doleritic swarm, Southern Paraná Basin, Uruguay: Examples of superimposed magnetic fabrics? *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 1003–1015.
- Masquelin, H., Aifa, T., Hallot, E., Veroslavsky, G., Muzio, R., Scaglia, F. (2011). Evidencias de deformación tardi a post-pérmica en la Cuenca Norte de Uruguay. In: XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquen (Arg.).
- Marstrand, R. (1915). "Isla Cristalina de Rivera", Bol. Inst. Geol. Perf., N°2
- Marstrand, R. (1916). Informe Preliminar sobre las Riquezas Minerales de la República Oriental del Uruguay. Instituto de Geología y Perforaciones. Montevideo. Boletín N° 2.
- Mattauer, M. (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Omega, Barcelona. 524pp.
- Monteiro, R. N., (1990). Geoquímica e geologia estrutural da mina de ouro de Zapucay - Depto. de Rivera, R.O. Uruguai. UFRGS - Inst. Geociências, Dissertação de Mestrado. 256 págs., 43 fig., 2 anexos. Porto Alegre.
- Monteiro, R.N., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., (1991). Geochemistry and structural geology of Zapucay gold mine, Department of Rivera, Uruguay. In: E.A. Ladeira (ed.), "Brazil Gold '91" Symposium", Edic. Balkema (Rotterdam), Belo Horizonte, MG, Proceedings, pp. 547-550.
- Muñoz-Martin, A. & de Vicente, G. (2010). Análisis de esfuerzos tectónicos. Fallas y sismos. Revista online REDUCA (Geología) [<http://www.revistareduca.es/index.php/reduca-geologia/article/viewFile/173/198>] Reduca (Geología). Serie Tectónica. 2 (6): 1-91, 2010.
- Muñoz-Martin, A. & de Vicente, G. (2005). Estados de esfuerzo en la Corteza. Técnicas y métodos de análisis poblacional de fallas. [<http://pendientedemigracion.ucm.es/info/geodina/docencia/doctorado/DOCTESEF.pdf>]
- Muñoz-Martin, A. & de Vicente, G. (2005) (b). Análisis del estado de esfuerzos en la corteza. Researchgate página web. [https://www.researchgate.net/publication/39159715_Analisis_del_estado_de_esfuerzos_en_la_corteza]. Visita: junio 2015.
- Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. (1979). O Complexo Granulítico Santa Maria Chico no Escudo Sul-rio-grandense. *Acta Geol. Leop.*, 10 (6): 45-75, São Leopoldo.
- Naumann, M. P. (1984). O Complexo volcano-sedimentar ultramáfico e granitoides da região de Ibaré, RS. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-graduação em geociências, UFRGS. Porto Alegre (inédito).
- Naumann, M.P., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Chemale Jr., F. (1984). Sequências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré - Palma, RS -

- Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, Anais, pp. 2417-2425.
- Olaiz Campos, A. (2006). Inversión de esfuerzos tectónicos activos en Europa a partir de mecanismos focales calculados mediante el tensor momento sísmico. Universidad Complutense de Madrid.
- Oriolo, S., Oyhançabal, P., Wemmer, K., Basei, M.A.S., Benowitz, J., Pfänder, J., Hannich, F., Siegesmund, S. (2016). Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: implications for the amalgamation of Western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny. *Tectonics*, in press. DOI: 10.1002/2015TC004052.
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. (2011). The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 100: 201-220.
- Oyhançabal, P., Wagner-Eimer, M., Wemmer, K., Schulz, B., Frei, R., Siegesmund, S. (2012). Paleo- and Neoproterozoic magmatic and tecto-metamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. DOI 10.1007/s00531-012-0757-4.
- Panario, D. (1988). Geomorfología del Uruguay: Propuesta de un marco estructural y un esquema de evolución del modelado del relieve uruguayo. Departamento Publicaciones - Facultad de Humanidades y Ciencias, UdelaR, Montevideo. 32 p. (Avances de Investigación).
- Pegoraro, O., (1972). Application de la microtectonique á un etude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grece centrale). These Illeme cycle, U.S.T.L. Montpellier, 41 pp.
- Pena, S. (1981). Esbozo geológico de las rocas carbonatadas de la Mina Zapucay. Isla Cristalina de Rivera. IGIETA. Ministerio de Industria y Comercio. Inédito.
- Porada, H. (1979). The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of Continental Collision. *Tectonophysics*, 57, 237-265.
- Preciozzi, F. (1983). Informe para Inventario Minero I.C.R. [BRGM – DINAMIGE].
- Preciozzi, F., Spoturno, J. & Heinzen, W. (1979). Carta Geo-Estructural del Uruguay. Instituto Geológico Ing. E. Terra. Montevideo, Uruguay.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P. (1985). Memoria Explicativa y Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. DINAMIGE, Uruguay.
- Quadros, T.F.P. (1995). Geologia e gênese do deposito aurífero da Mina San Gregorio. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-graduação em Geociencias, UFRGS.
- Quadros, T.F.P. & Koppe, J. C. (1995). Alteração hidrotermal e mineralização do deposito aurífero da Mina San Gregorio, Uruguai. IN: Anais do V Congresso Brasileiro de Geoquímica dos Países e Língua Portuguesa, Vol. 1. Niterói, RJ.
- Quadros, T.F.P. (2000). Integração de dados em ambiente SIG para mapeamento de favorabilidade mineral de ouro na Ilha Cristalina de Rivera (Uruguay). Tese de Doutorado em Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

- Quadros, T., Koppe, J., Strieder, A., Costa, J.F. (2002). Arcabouço Estrutural da Ilha cristalina de Rivera (Uruguai) e sua implicação na potencialidade mineral. *Revista Escola de Minas*, 55(1). Ouro Preto.
- Reches, Z. (1978). Analysis of faulting in three dimensional strain field. *Tectonophysics*, 47: 109-129.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three dimensional strain fields II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987). Determination of the tectonics stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 6: 849-861.
- Reches, Z. and Dieterich, J., (1983). Faulting of rocks in a three-dimensional strain field; I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95: 111 – 132.
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992) Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9): 12481-12493.
- Reyes, J.M. (1859). Descripción geográfica del territorio de la República Oriental del Uruguay. Montevideo, tomo 1, pp. 1-377.
- Rey Vercesi (1933). Terrenos Gondwánicos del Departamento de Rivera. Instituto Geológico del Uruguay. Bol. N°20. Montevideo.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M., (1978). Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I. Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia (Geol.)*, Porto Alegre, 5:19-54.
- Rivera, L. & Cisternas, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80: 600–614.
- Rodríguez Pascua, M. (1999). Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del prebético de Albacete. Tesis doctoral. Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Santos, J., Hartmann, L., Bossi, J. & McNaughton, N. (2003). Duration of the Trans-Amazonian Cycle and Its Correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay.
- Schobbenhaus, C. & Bley de Brito Neves, B. (2003). A geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (Eds). CPRM, Brasília.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rock and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*. 133: 191-213.
- Simón Gómez, J. L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime. Example from eastern Iberian Chain. *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Soliani Jr., E. (1986). Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado. Curso de Pós-graduação em Geociências, IG/USP. São Paulo (inédito)

- Soto, A. (2009). Estudio estadístico para la validación del muestreo geoquímico en perforaciones de producción, mina aurífera Arenal, Minas de Corrales, Rivera, Uruguay. Facultad de Ciencias - Udelar. Tesis de grado. Montevideo.
- Steinmann, G. (1892). Nr. XIV. Sudamerim, p. 6. In H Berghaus Physikalischer Atlas. 3rd ed, Perthes, Gotha. [mapageológico a escala 1:30.000.000].
- Strieder, A.J. & Amaro, V.E. (1997) Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. *Revista da Escola de Engenharia – EGATECA*, 25 (4): 109-117.
- Tickyj, H., Hartmann, L., Vasconcellos, M., Philipp, R., Remus, M. (2004). Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16,p. 699-713.
- Du Toit, A. (1927). A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F.R. Cowper Reed, Carnegie Inst., Washington, 381, 158 p.
- Walther, K. (1919). Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. *Revista del Instituto Nacional de Agronomía, Serie II* (3). Montevideo.
- Vargas-Jiménez, C., Pujades, L., Ugalde, A., Canas, J. (2002). Estado de deformación y esfuerzos en el territorio colombiano. *Revista Académica Colombiana de Ciencia*. Volumen XXVI. Número 100. [http://www.accefyn.org.co/revista/Vol_26/100/373-391.pdf]
- Veroslavsky, G., Fulfaro, V., de Santa Ana, H. (2006). El devónico en Uruguay: estratigrafía, correlación geológica y recursos minerales. En: *Cuencas sedimentarias del Uruguay: Paleozoico*. DIRAC. Facultad de Ciencias.
- Viana, N. (1998). Geología y potencial aurífero de la extensión occidental del cinturón de cizallamiento San Gregorio, Isla Cristalina de Rivera, Uruguay.
- Vidal, H. (2009). Estudio Geológico-Estructural del área de Cerro Papagayo, Isla Cristalina de Rivera, Uruguay. Tesis de Licenciatura, Universidad de La Republica, Uruguay.
- Xavier, E. (1991). As três idades do ouro em Lavras do Sul. *Zero Hora, Caderno de Economia*, Porto Alegre, 20 de mayo, p. 20.
- Zalohar, J. (2015). Introductory Tutorial. Omega Architect. Integrated Software for Structural Analysis of Earthquake Focal Mechanisms and Fault-Slip Data. T-TECTO Studio X5. <http://www2.arnes.si/~jzaloh/t-tecto.htm> Visitado: junio 2015.
- Zeegers, H. & Spangenberg, J. (1981). Inventario Minero Del Uruguay. Resultados de La Prospección geoquímica del Fotoplano Amarillo. Convenio DINAMIGE - Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Zerfass, H. & Chemale, J. (2011). Geologia Estrutural em ambiente rúptil: fundamentos físicos, mecânica de fraturas e sistemas de falhas naturais. *Terrae didática*. 7(2): 75-85.

ANEXO 1.

PLANOS DE DESLIZAMIENTO MEDIDOS.

ISLA CRISTALINA DE RIVERA.

		PLANO			ESTRIA	
Falla_ICR	Plano	Strike	Az	Dip	Trend	Plunge
1	01_1	248	338	70	318	69
2	01_2	324	54	81	20	79
3	01_3	237	327	73	299	71
4	01_4	288	18	90	2	90
5	02_1	115	205	28	214	28
6	03_1	312	42	68	26	67
7	03_2	348	78	28	120	18
8	03_3	255	345	50	30	40
9	03_4	248	68	57	322	56
10	03_5	242	332	78	319	78
11	03_6	258	348	63	279	35
12	03_7	48	138	28	202	13
13	03_8	252	342	90	253	42
14	03_9	56	146	41	235	1
15	03_10	68	158	32	79	8
16	03_11	11	101	46	143	38
17	03_12	47	137	84	224	22
18	04_1	75	165	47	137	43
19	04_2	61	151	59	236	8
20	05_1	5	95	66	140	58
21	05_2	322	52	62	127	26
22	05_3	348	78	52	126	40
23	06_1	230	320	35	20	19
24	06_2	295	25	65	340	56
25	06_3	320	50	60	358	47
26	06_4	329	59	89	329	0
27	06_5	226	316	49	336	47
28	06_6	306	36	90	306	6
29	06_7	27	117	80	28	3
30	06_8	6	96	62	34	41
31	06_9	340	70	52	132	31
32	06_10	35	125	90	35	34
33	06_11	12	102	53	78	50
34	06_12	165	255	65	194	46
35	06_13	145	235	82	150	29
36	06_14	8	98	20	52	14
37	06_15	62	152	56	236	8
38	06_16	49	139	75	53	16
39	06_17	42	132	74	50	27
40	06_18	345	75	47	47	43
41	06_19	15	105	45	50	29
42	06_20	351	81	29	55	26
43	06_21	42	132	54	56	19
44	06_22	316	46	54	119	22
45	07_1	198	288	43	282	43
46	07_2	4	94	47	166	18
47	07_3	142	232	78	314	32
48	08_1	290	20	28	80	15
49	08_2	210	300	80	320	79
50	08_3	234	324	82	7	79
51	08_4	305	35	71	103	48
52	08_5	268	358	75	35	71
53	08_6	306	36	47	100	25
54	08_7	310	40	60	25	60
55	08_8	309	39	55	45	55
56	08_9	280	10	82	93	40
57	08_10	306	36	82	118	42
58	08_11	234	324	83	18	78
59	08_12	218	308	80	324	80
60	08_13	222	312	55	340	52
61	08_14	343	253	82	145	65
62	08_15	306	36	66	106	37
63	08_16	145	235	67	224	67
64	08_17	275	5	70	50	63
65	08_18	320	50	63	68	62

		PLANO			ESTRIA	
Falla_ICR	Plano	Strike	Az	Dip	Trend	Plunge
76	10_1	225	315	53	280	47
77	10_2	257	347	11	270	3
78	10_3	166	256	45	243	44
79	10_4	100	190	65	143	56

		PLANO			ESTRIA				PLANO			ESTRIA	
Falla_ICR	Plano	Strike	Az	Dip	Trend	Plunge	Falla_ICR	Plano	Strike	Az	Dip	Trend	Plunge
131	22_3	128	218	59	133	8	154	30_2	193	283	51	238	41
132	23_1	181	271	58	284	57	155	30_3	127	217	30	251	26
133	23_2	77	167	50	223	34	156	30_4	134	224	22	268	16
134	24_1	126	216	48	302	4	157	31_1	208	298	49	213	6
135	25_1	278	8	40	336	35	158	31_2	177	267	85	204	79
136	25_2	322	52	68	137	12	159	31_3	304	34	70	61	68
137	25_3	321	51	51	24	48	160	31_4	66	156	41	190	36
138	25_4	116	206	68	279	36	161	32_1	196	286	74	312	72
139	25_5	170	260	80	339	46	162	32_2	145	235	83	321	28
140	25_6	112	202	47	288	4	163	32_3	353	83	15	135	9
141	26_1	157	247	31	165	5	164	32_4	137	227	57	285	39
142	26_2	346	76	77	163	11	165	32_5	81	171	75	234	59
143	26_3	9	99	57	78	55	166	32_6	147	237	86	269	85
144	27_1	156	246	74	161	17	167	32_7	36	126	77	199	52
145	27_2	347	77	53	132	37	168	32_8	135	225	15	152	5
146	27_3	64	154	72	85	48	169	32_9	350	80	8	50	7
147	27_4	134	224	36	142	6	170	33_1	145	235	85	319	48
148	27_5	131	221	36	296	11	171	33_2	26	116	88	26	20
149	28_1	19	109	42	194	5	172	33_3	166	256	84	343	29
150	28_2	22	112	36	197	4	173	34_1	265	355	85	82	29
151	28_3	86	176	54	95	12	174	34_2	248	338	58	265	25
152	28_4	318	48	18	121	5	175	35_1	31	121	69	41	24
153	30_1	308	38	38	348	27	176	35_2	18	108	63	58	52

ESTACION SAN GREGORIO (CUENCA NORTE URUGUAYA).

PLANO				ESTRIA		PLANO				ESTRIA	
<i>Plano</i>	<i>Strike</i>	<i>Az</i>	<i>Dip</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>	<i>Plano</i>	<i>Strike</i>	<i>Az</i>	<i>Dip</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>
1	17	107	25	132	23	26	315	45	85	120	71
2	355	85	65	65	64	27	30	120	76	80	72
3	0	90	70	52	65	28	225	315	66	23	40
4	0	90	70	42	61	29	330	60	58	140	15
5	100	190	62	150	55	30	327	237	85	92	84
6	105	195	64	138	48	31	349	79	78	54	77
7	110	200	78	128	55	32	316	46	85	132	39
8	102	192	75	185	75	33	15	105	25	135	22
9	142	232	75	208	74	34	338	68	60	42	57
10	172	262	82	237	81	35	338	68	60	97	57
11	25	115	60	85	56	36	315	45	78	60	77
12	2	92	65	55	60	37	338	68	67	60	68
13	0	90	75	77	75	38	338	68	58	93	55
14	355	85	66	79	66	39	355	85	70	27	56
15	345	75	64	64	63	40	342	72	84	56	84
16	345	75	63	85	63	41	190	280	85	273	85
17	18	108	40	129	38	42	170	260	82	272	82
18	30	120	30	142	28	43	183	273	66	260	65
19	40	130	23	138	23	44	340	70	90	84	90
20	335	65	78	21	73	45	350	90	88	123	87
21	340	70	80	29	77	46	322	52	73	142	0
22	175	265	70	235	67	47	162	252	76	178	48
23	170	260	81	252	81	48	345	75	62	9	37
24	145	235	65	176	48	49	30	120	47	66	32
25	290	20	82	32	82	50	3	93	66	43	55

ESTACION MELO (CUENCA NORTE URUGUAYA).

PLANO				ESTRIA		PLANO				ESTRIA	
<i>Plano</i>	<i>Strike</i>	<i>Az</i>	<i>Dip</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>	<i>Plano</i>	<i>Strike</i>	<i>Az</i>	<i>Dip</i>	<i>Trend</i>	<i>Plunge</i>
1	238	328	74	275	65	27	290	20	70	42	69
2	245	335	65	330	65	28	212	302	53	326	50
3	227	317	70	311	70	29	295	25	60	44	59
4	265	355	74	317	70	30	275	5	82	74	69
5	238	328	65	4	60	31	274	4	82	37	80
6	252	342	68	317	66	32	255	345	70	12	68
7	230	320	65	332	65	33	262	352	66	7	65
8	258	348	67	322	65	34	260	350	90	260	82
9	102	192	68	179	68	35	268	358	74	1	71
10	275	5	89	77	87	36	95	185	86	106	70
11	105	195	70	161	66	37	80	170	69	207	64
12	108	198	66	175	64	38	105	195	60	195	60
13	142	232	80	162	63	39	139	229	82	140	5
14	120	210	74	166	68	40	126	216	59	298	14
15	153	243	78	203	74	41	268	358	78	25	77
16	88	178	68	160	67	42	265	355	66	16	65
17	93	183	68	170	68	43	96	186	80	122	68
18	303	33	68	3	65	44	5	95	58	42	44
19	252	342	65	27	56	45	220	310	50	258	37
20	289	19	43	23	43	46	220	310	50	255	34
21	315	45	49	358	38	47	220	310	82	230	50
22	289	19	80	19	80	48	113	203	87	121	70
23	264	354	85	68	72	49	20	110	70	83	68
24	319	49	55	32	54	50	100	190	67	154	62
25	312	42	68	29	67	51	115	205	79	120	25
26	290	20	70	14	70	52	114	204	83	137	72

TABLA DE RESULTADOS OBTENIDOS EN CADA ESTACIÓN DE MEDIDA Y SUS PLANOS, A PARTIR DE LOS DIFERENTES MÉTODOS DE ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS UTILIZADOS.

[illegible]

[illegible]

[illegible]

ICR		MODELO DE DESLIZAMIENTO			METODO DE INVERSION DE ESFUERZOS								DIEDROS RECTOS				
ESTACION	F	Dey (x)	Ds	n	σ_1	σ_2	σ_3	R	SM	[σ_1]	[σ_2]	[σ_3]	Eje principal máx		Eje principal mín		Eje intermedio
													Orientación	Mag	Orientación	Mag	Orientación
28	4	126		1/4													
31	4	11		1/4													
31	4	120		1/4													
31	4	178		1/4													
31	4	156		1/4													
32	7	45		1/7													
32	7	88		1/7													
32	7	147		1/7													
32	7	158		1/7													
32	7	162		1/7													
32	7	161		1/7													
32	7	14		1/7													
33	3	31		1/3													
33	3	150		1/3													
33	3	177		1/3													
34	2	5		1/2													
34	2	76		1/2													
35	1	32		1/1													

F: Cantidad de planos de deslizamiento medidos en la estación;

Dey (x): dirección (para n=1) o Dirección media de máximo acortamiento en la horizontal;

n: número de planos de deslizamiento que explican el tensor solución;

σ_1 ; σ_2 ; σ_3 : orientaciones de los principales ejes de esfuerzo;

R: factor de forma del tensor de esfuerzo ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$);

SM: desviación de la estría teórica con respecto a la real;

[σ_1]; [σ_2]; [σ_3]: magnitudes relativas de los ejes principales de esfuerzo;

Orientación: orientación de los ejes máximo/mínimo/intermedio

Mag: magnitud del eje

MELO	MODELO DE DESLIZAMIENTO			METODO DE INVERSION DE ESFUERZOS								DIEDROS RECTOS				
												Eje principal máx		Eje principal mín		Eje intermedio
F	Dey (x)	Ds	n	σ_1	σ_2	σ_3	R	SM	[σ_1]	[σ_2]	[σ_3]	Orientación	Mag	Orientación	Mag	Orientación
48	38,2	13,9	5	77/76	191/6	282/13	0,1	6	1,01	0,17	0,07	118/70	99%	325/11	98%	233/9
	66,5	2,1	2	152/75	243/0	333/15	0	0	0,8	0,66	0,66	155/67	100%	341/25	100%	250/2
	86,5	5,7	12	152/75	265/6	356/13	0,1	9	1,01	0,17	0,07	159/69	98%	6/21	98%	273/9
	109	4,3	6	78/75	288/13	197/7	0,2	5	0,98	0,25	0,07	59/74	98%	187/11	98%	279/12
	72		1													
	74		1													
	110,5	5,4	4	153/75	289/11	21/10	0,6	6	0,86	0,54	0,06	174/75	99%	32/11	99%	300/9
	127	4,2	2	78/75	288/13	196/7	0,1	1	1,01	0,17	0,07	65/72	96%	192/11	97%	287/14
	133		1													
	155		1													
	147		1													
	114		1													
	96	4	3	89/65	276/25	184/3	0,2	2	1,01	0,26	0,07	76/68	94%	177/5	94%	270/22
	57	7	2	46/65	169/14	265/20	0,3	7	0,99	0,35	0,07	163/55	100%	318/31	100%	56/12
	34		1													
	109		1													
	166		1													
	137		1													
	19		1													
	45		1													

F: Cantidad de planos de deslizamiento medidos en la estación;

Dey (x): dirección (para n=1) o Dirección media de máximo acortamiento en la horizontal;

n: número de planos de deslizamiento que explican el tensor solución;

σ_1 ; σ_2 ; σ_3 : orientaciones de los principales ejes de esfuerzo;

R: factor de forma del tensor de esfuerzo ($R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$);

SM: desviación de la estría teórica con respecto a la real;

[σ_1]; [σ_2]; [σ_3]: magnitudes relativas de los ejes principales de esfuerzo;

Orientación: orientación de los ejes máximo/mínimo/intermedio

Mag: magnitud del eje

SAN GREGORIO		MODELO DE DESLIZAMIENTO			METODO DE INVERSION DE ESFUERZOS								DIEDROS RECTOS				
ESTACION	F	Dey (x)	Ds	n	$\sigma 1$	$\sigma 2$	$\sigma 3$	R	SM	[$\sigma 1$]	[$\sigma 2$]	[$\sigma 3$]	Eje principal máx		Eje principal mín		Eje intermedio
													Orientación	Mag	Orientación	Mag	Orientación
	37	10		1													
		33	0	2	305/65	158/21	63/21	0,2	1	1,02	0,26	0,07	337/65	100%	106/17	100%	202/18
		106	4	2	6/86	153/3	243/2	0	3	1	0,07	0,07	58/80	96%	185/7	96%	276/8
		154,8	6,5	12	272/86	88/4	178/0	0	8	1	0,07	0,07	243/75	98%	71/12	98%	340/2
		171	2,2	5	0/86	164/4	254/1	0,1	2	0,99	0,16	0,07	278/85	96%	81/4	90%	171/2
		167	8,4	2	131/65	293/24	26/7	0,2	1	1,02	0,26	0,07	107/47	100%	214/17	100%	318/39
		119,5	2,1	2	88/65	224/18	320/16	0,1	0	1,04	0,17	0,08	62/50	100%	162/13	100%	263/38
		111		1													
		130		1													
		180	1	3	227/75	351/8	83/12	0,1	6	1,01	0,17	0,07	173/78	94%	94/0	94%	4/12
		23		1													
		130		1													
		133		1													
		134		1													
		142		1													
		107		1													

- F:** Cantidad de planos de deslizamiento medidos en la estación;
- Dey (x):** dirección (para n=1) o Dirección media de máximo acortamiento en la horizontal;
- n:** número de planos de deslizamiento que explican el tensor solución;
- $\sigma 1; \sigma 2; \sigma 3$:** orientaciones de los principales ejes de esfuerzo;
- R:** factor de forma del tensor de esfuerzo ($R = ((\sigma 2 - \sigma 3) / (\sigma 1 - \sigma 3))$);
- SM:** desviación de la estría teórica con respecto a la real;
- [$\sigma 1$]; [$\sigma 2$]; [$\sigma 3$]:** magnitudes relativas de los ejes principales de esfuerzo;
- Orientación:** orientación de los ejes máximo/mínimo/intermedio
- Mag:** magnitud del eje

ANÁLISIS POR ESTACIÓN.

03_SAN GREGORIO OESTE

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

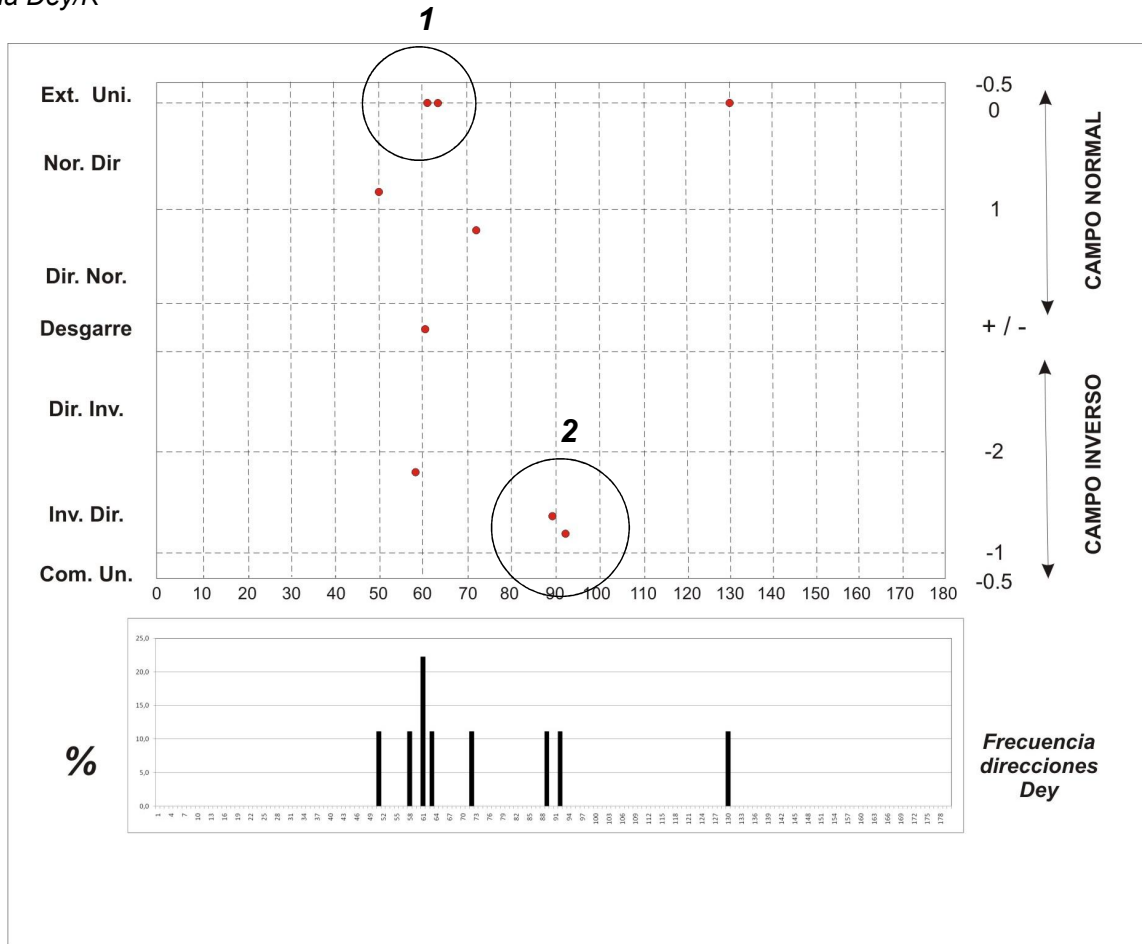
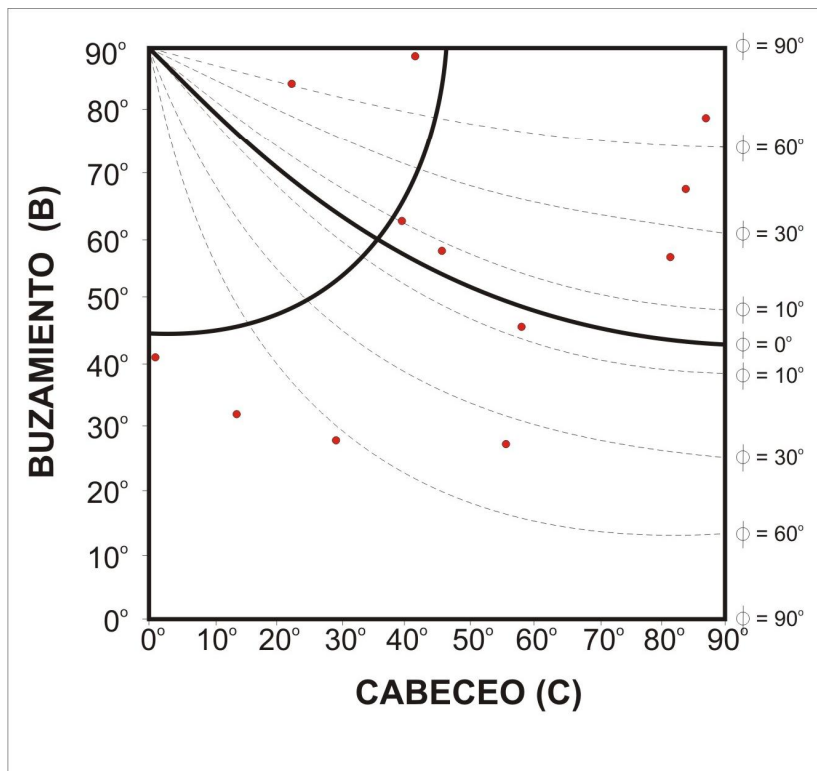
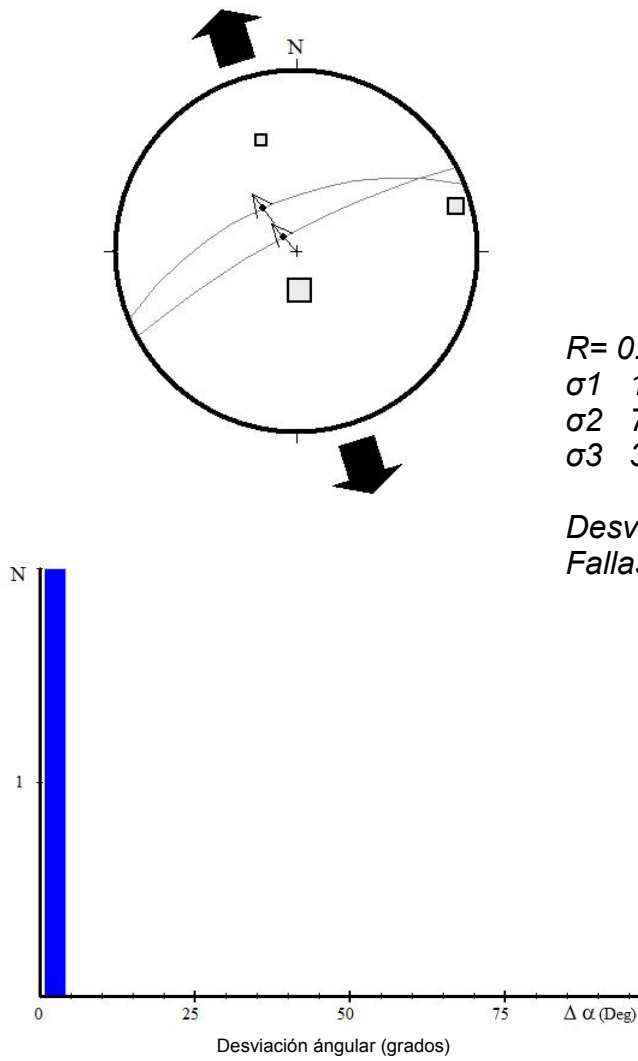


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



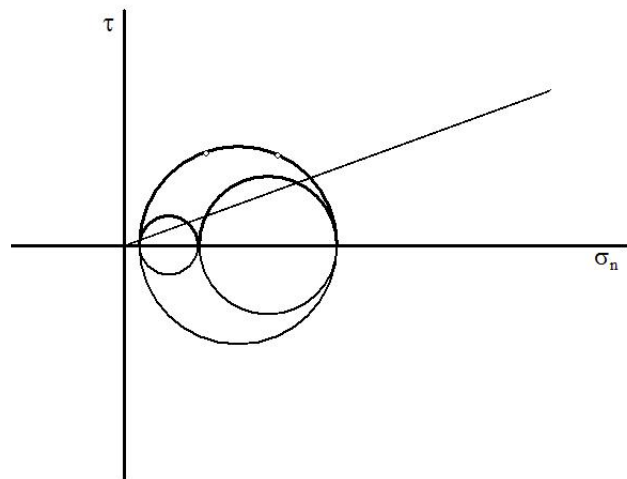
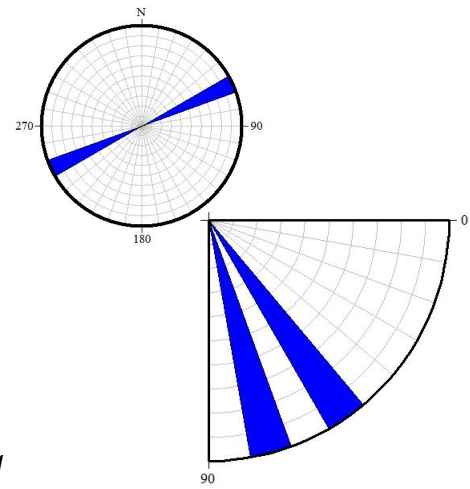
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1

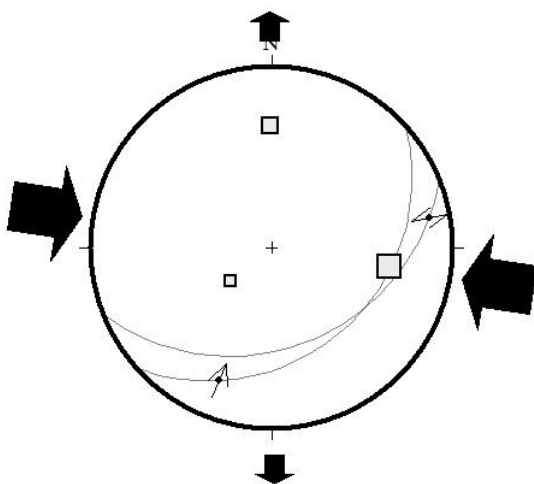


$R = 0.3$
 σ_1 175/65
 σ_2 75/5
 σ_3 342/24

Desviación media: 1
Fallas explicadas: 2/9

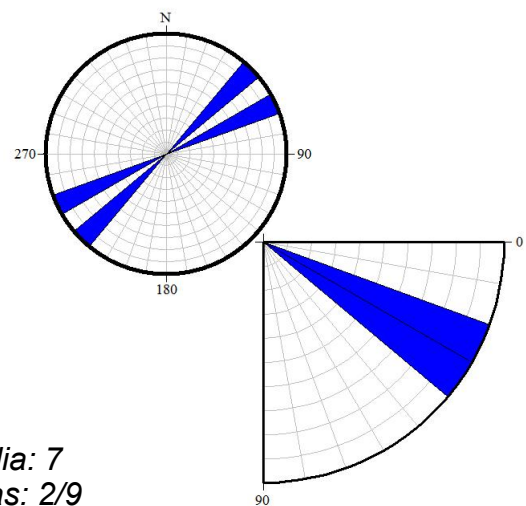


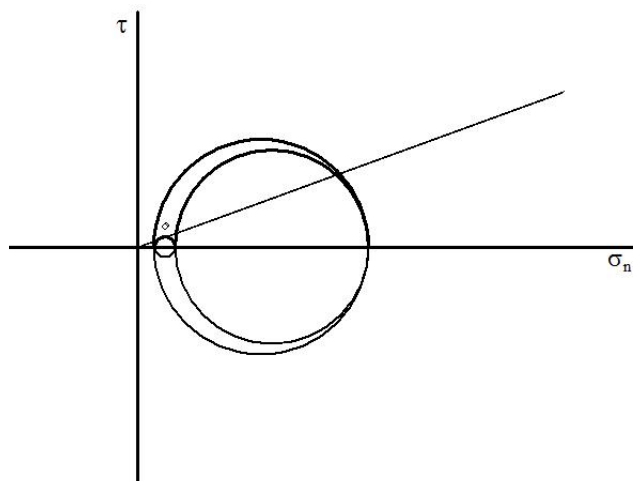
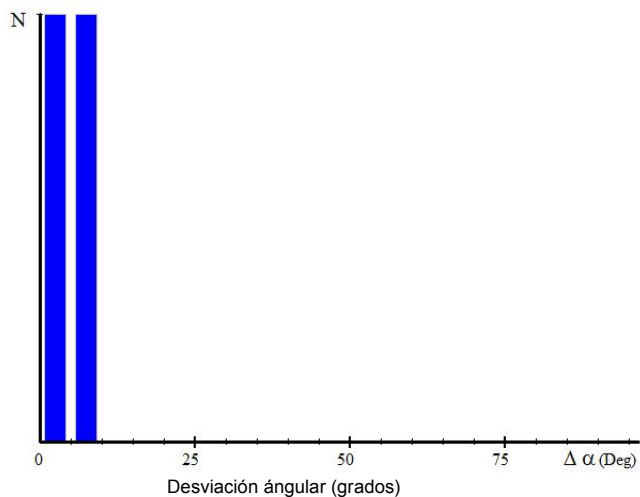
Subpoblación 2



$R = 0.1$
 σ_1 99/23
 σ_2 359/22
 σ_3 231/57

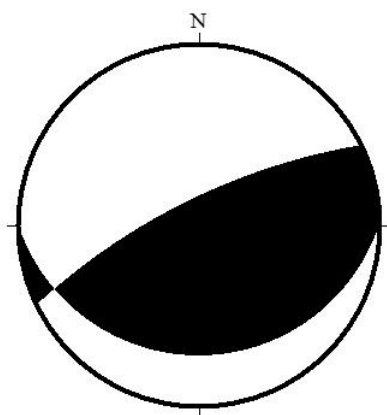
Desviación media: 7
Fallas explicadas: 2/9





B) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1

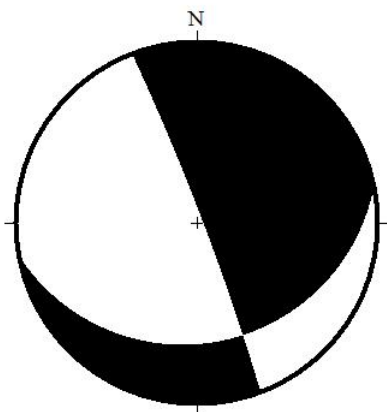


Eje principal máximo:
Orientación: 142/61
Magnitud: 92%

Eje principal mínimo:
Orientación: 341/30
Magnitud: 99%

Eje principal intermedio:
Orientación: 246/08

Subpoblación 2



Eje principal máximo:
Orientación: 50/37
Magnitud: 99%

Eje principal mínimo:
Orientación: 270/44
Magnitud: 95%

Eje principal intermedio:
Orientación: 158/22

06_CANTERA SOBRESALIENTE

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

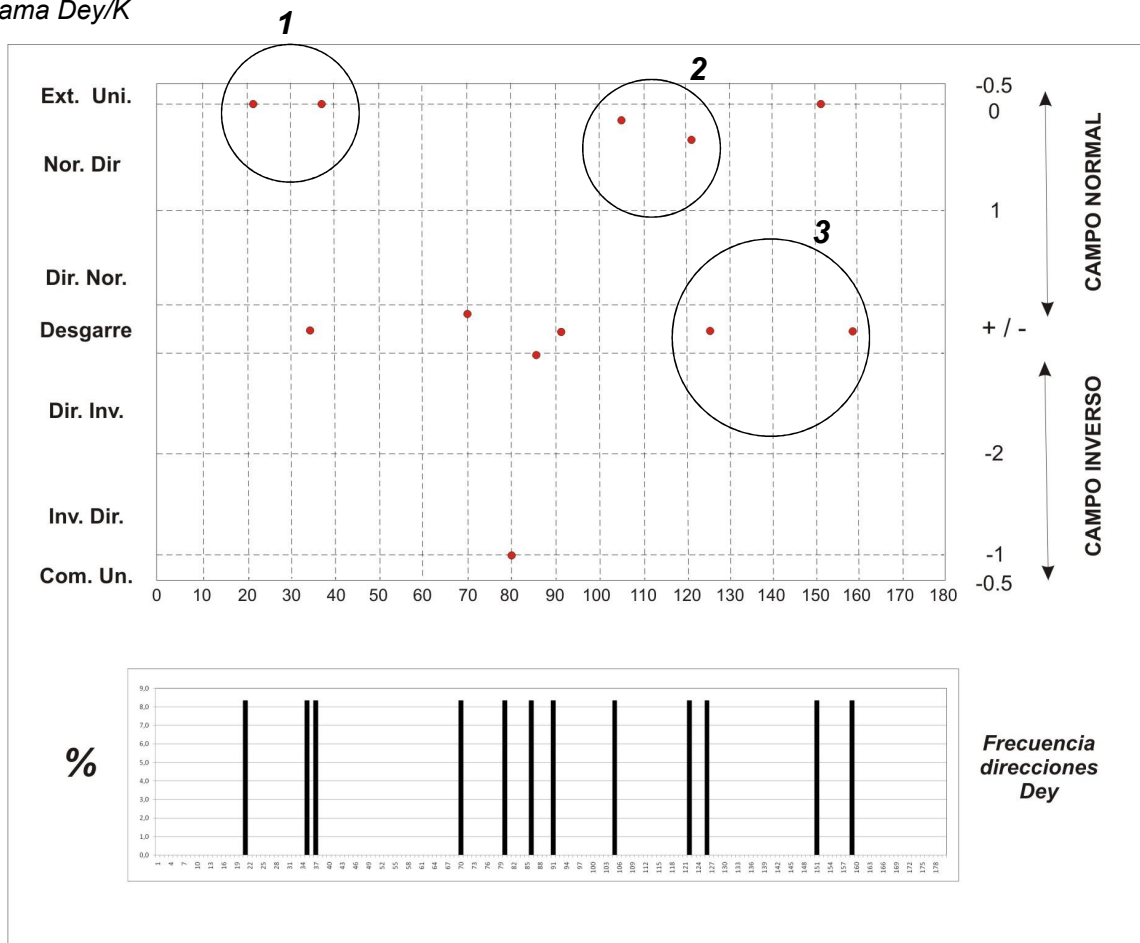
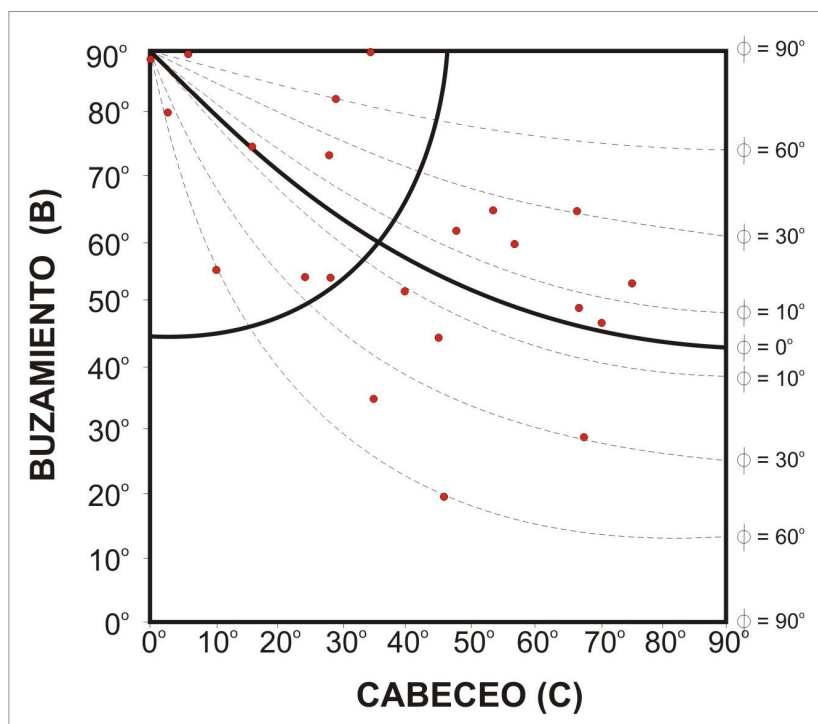
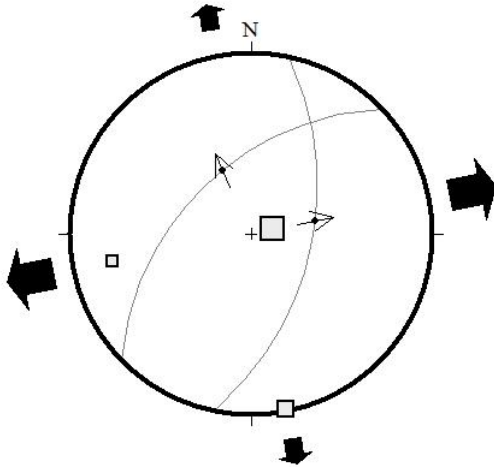


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



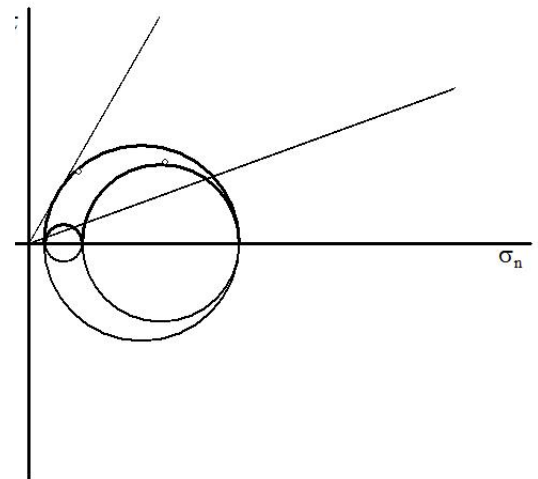
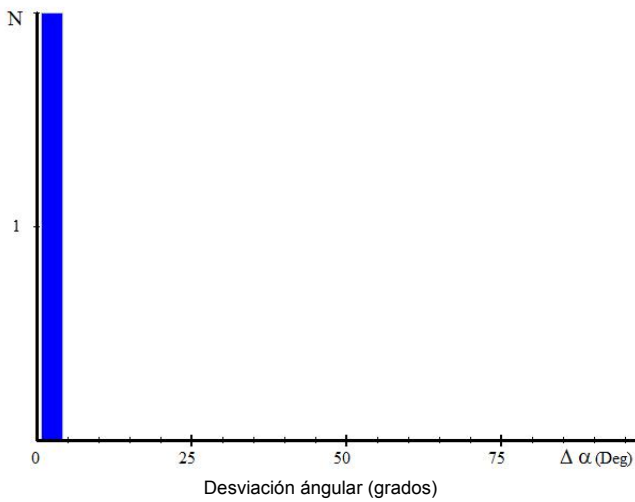
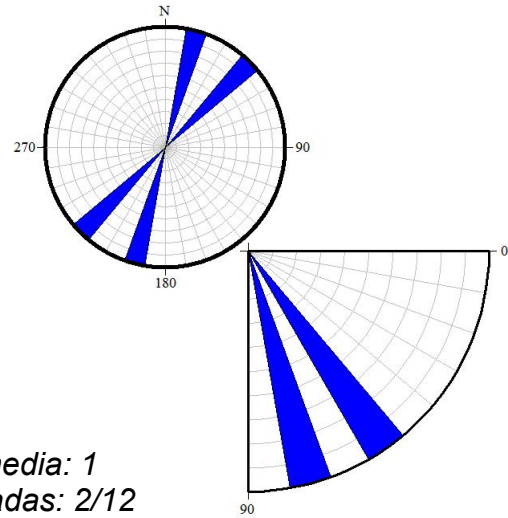
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1

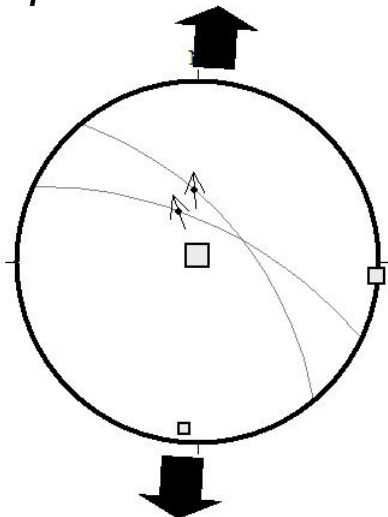


$R = 0.2$
 σ_1 77/76
 σ_2 169/0
 σ_3 259/14

Desviación media: 1
 Fallas explicadas: 2/12

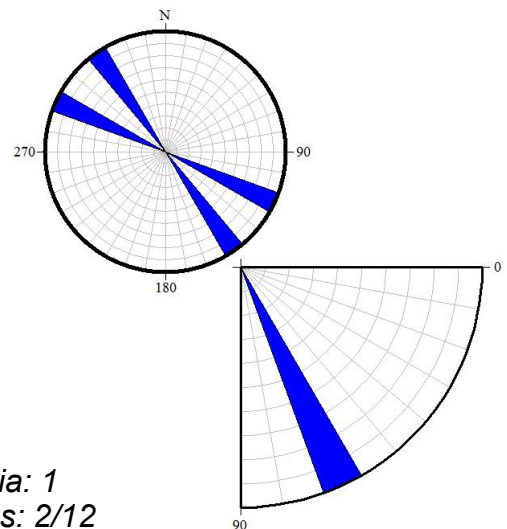


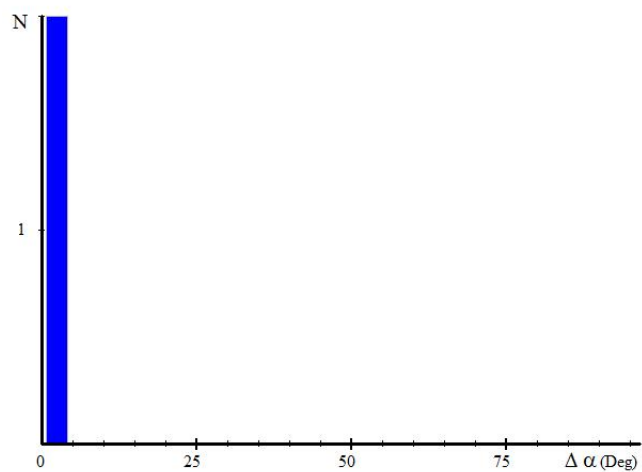
Subpoblación 2



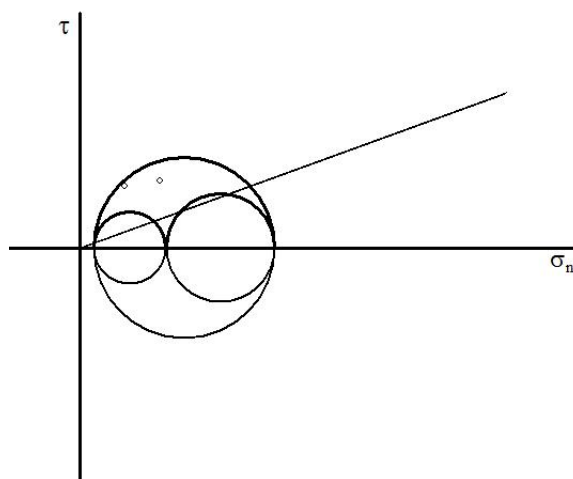
$R = 0.4$
 σ_1 2/86
 σ_2 95/0
 σ_3 185/4

Desviación media: 1
 Fallas explicadas: 2/12

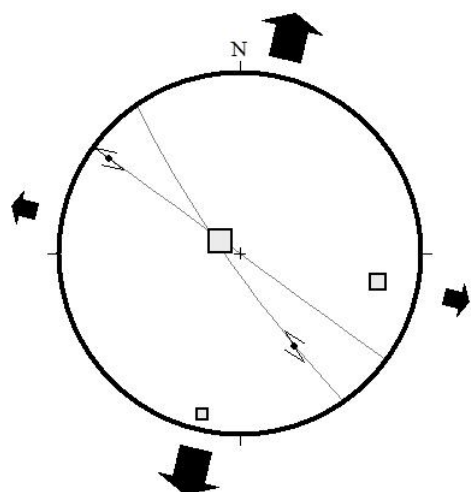




Desviación angular (grados)

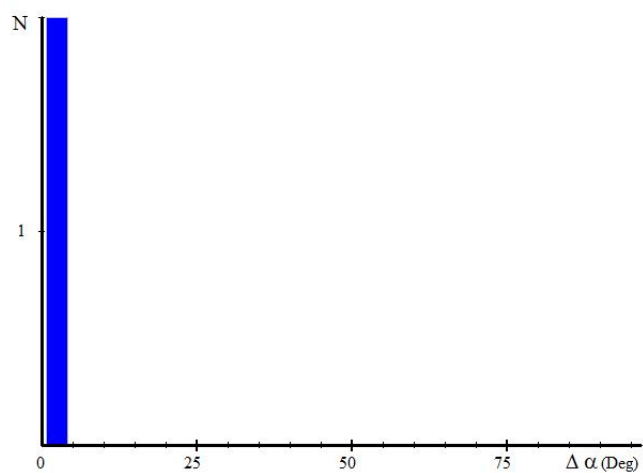
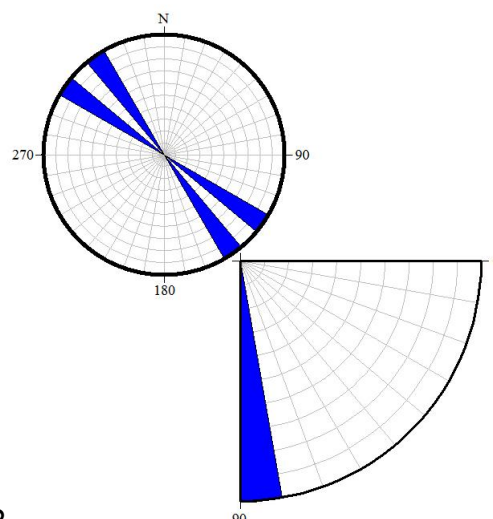


Subpoblación 3

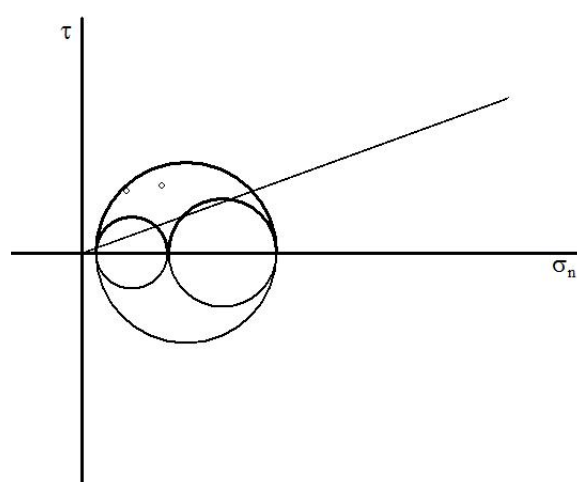


$R = 0.2$
 σ_1 302/75
 σ_2 102/14
 σ_3 193/5

Desviación media: 2
 Fallas explicadas: 2/12

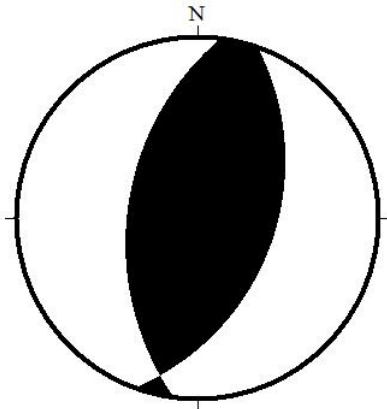


Desviación angular (grados)



B) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1

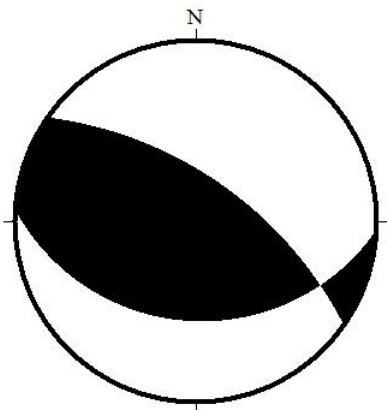


Eje principal máximo:
Orientación: 36/83
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 103/0
Magnitud: 97%

Eje principal intermedio:
Orientación: 193/6

Subpoblación 2

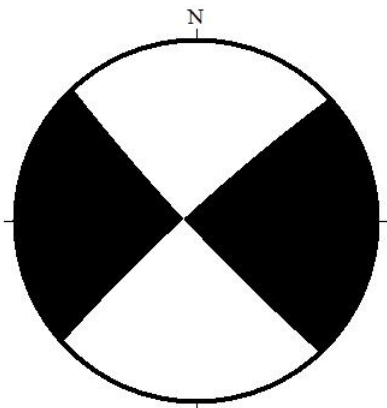


Eje principal máximo:
Orientación: 247/69
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 24/14
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 117/14

Subpoblación 3



Eje principal máximo:
Orientación: 92/8
Magnitud: 99%

Eje principal mínimo:
Orientación: 9/0
Magnitud: 99%

Eje principal intermedio:
Orientación: 276/82

08_CASTRILLÓN

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

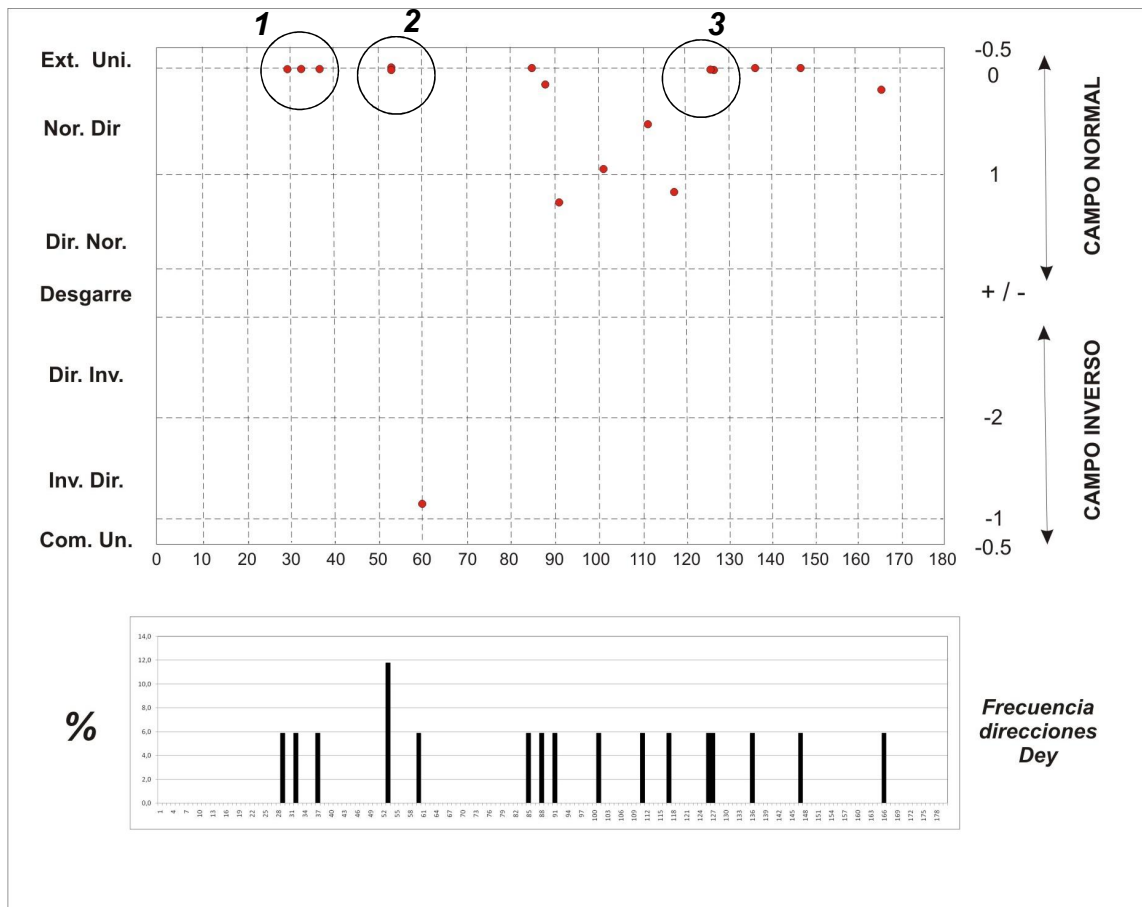
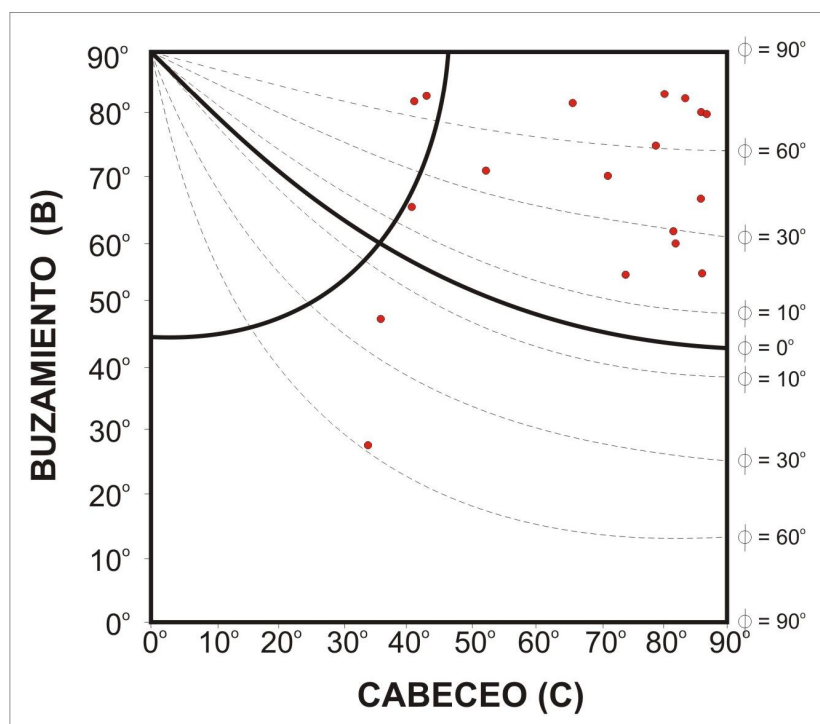
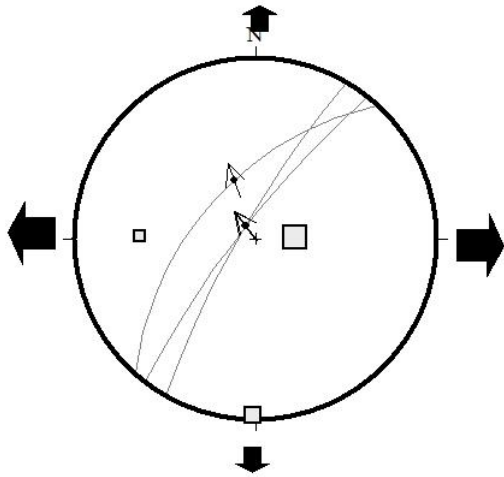


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



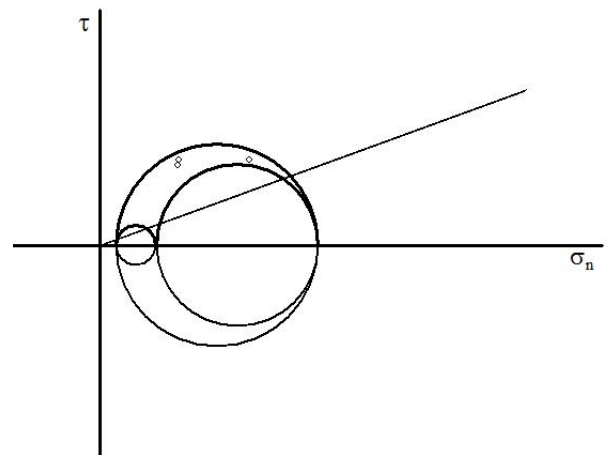
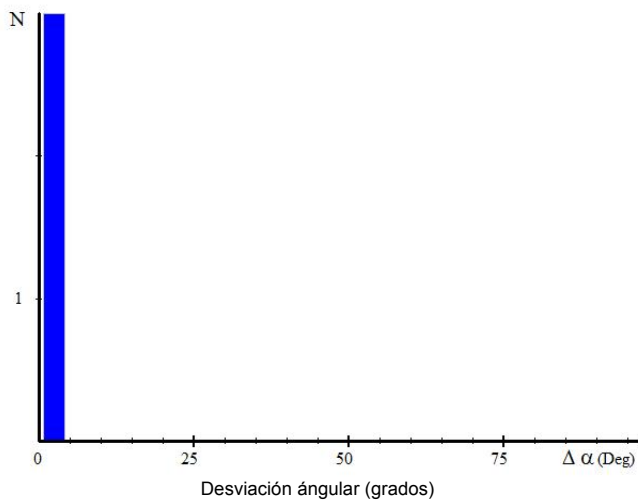
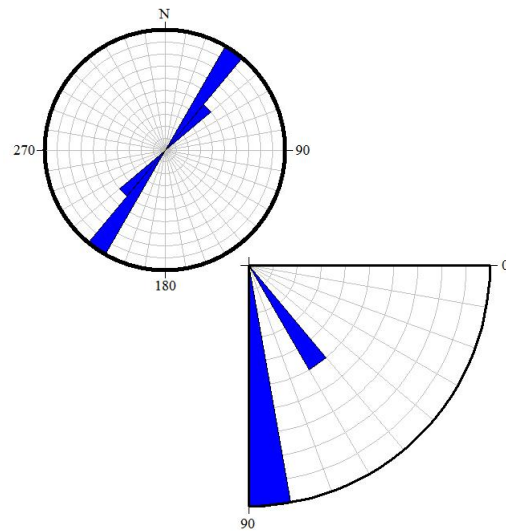
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1

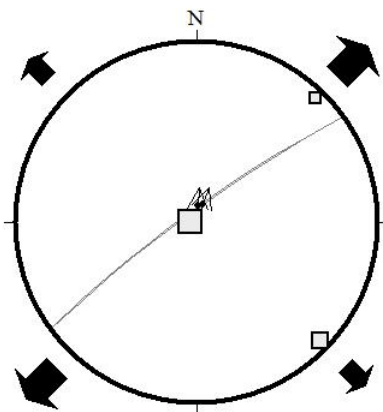


$R = 0.2$
 σ_1 88/65
 σ_2 181/1
 σ_3 271/25

Desviación media: 2
Fallas explicadas: 3/16

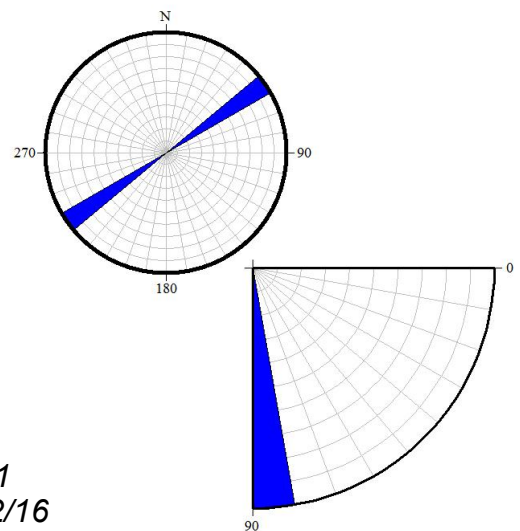


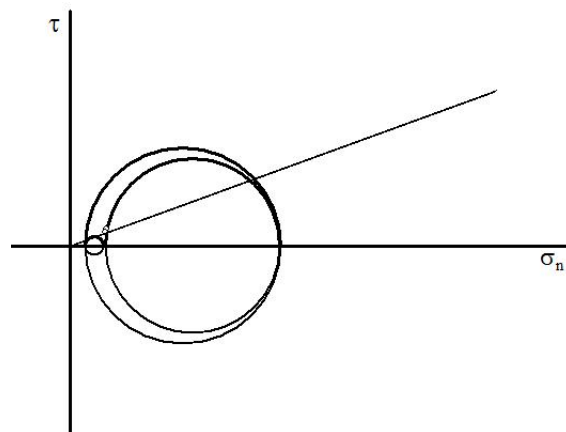
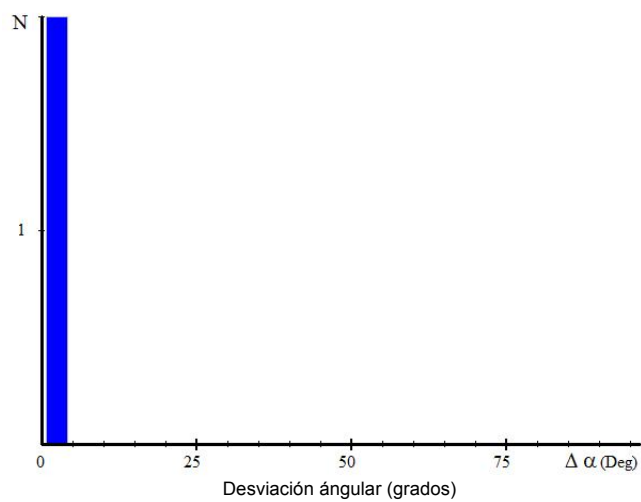
Subpoblación 2



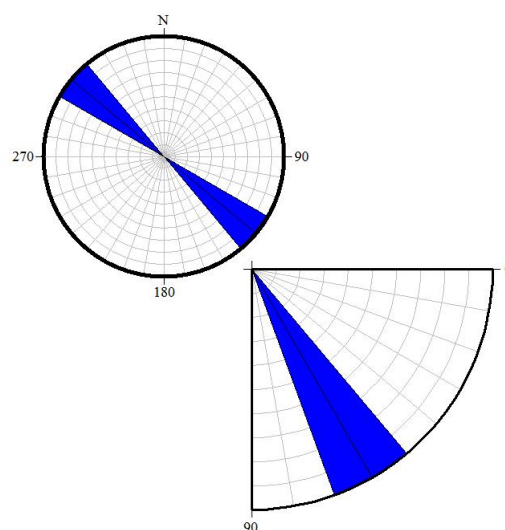
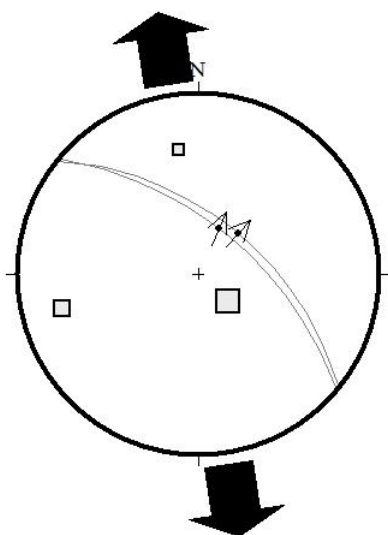
$R = 0$
 σ_1 270/86
 σ_2 134/3
 σ_3 44/3

Desviación media: 1
Fallas explicadas: 2/16



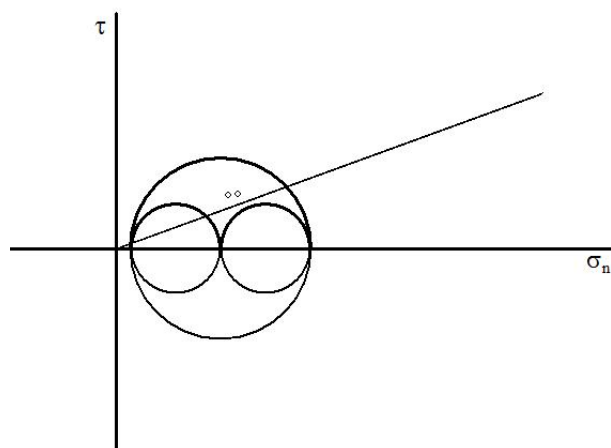
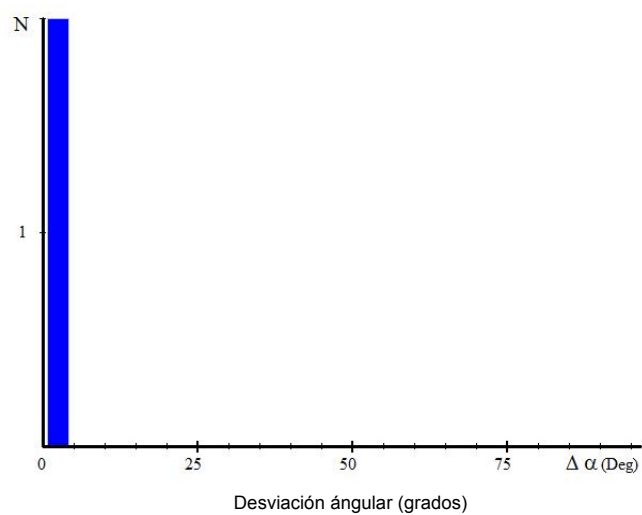


Subpoblación 3



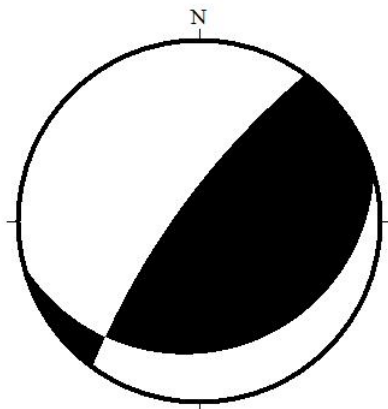
$R = 0.5$
 σ_1 133/65
 σ_2 256/14
 σ_3 351/20

Desviación media: 3
 Fallas explicadas: 2/16



C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1

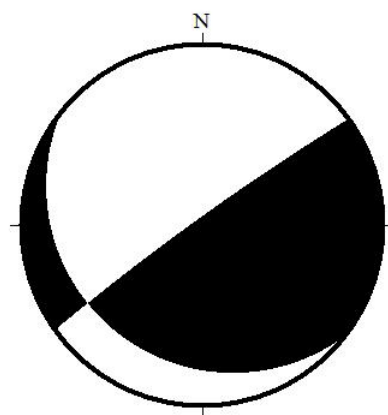


Eje principal máximo:
Orientación: 111/57
Magnitud: 99%

Eje principal mínimo:
Orientación: 316/33
Magnitud: 99%

Eje principal intermedio:
Orientación: 219/11

Subpoblación 2

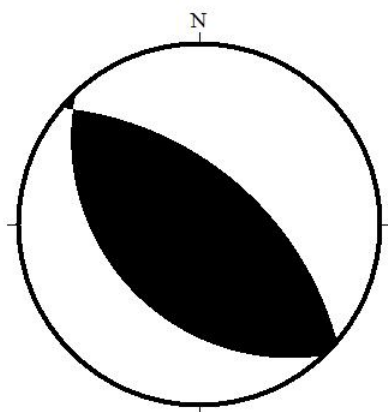


Eje principal máximo:
Orientación: 129/47
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 338/40
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 235/15

Subpoblación 3



Eje principal máximo:
Orientación: 205/79
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 47/11
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 312/3

09_Cantera KBH

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

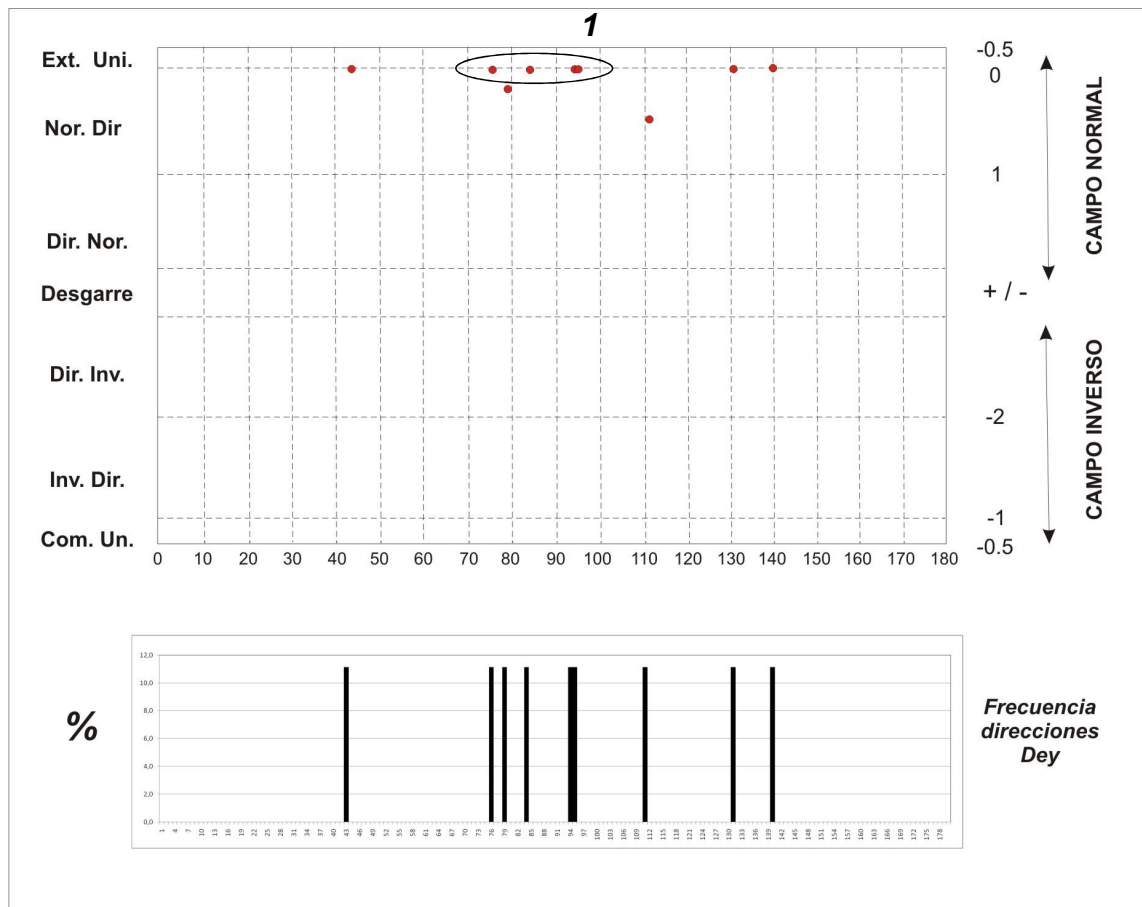
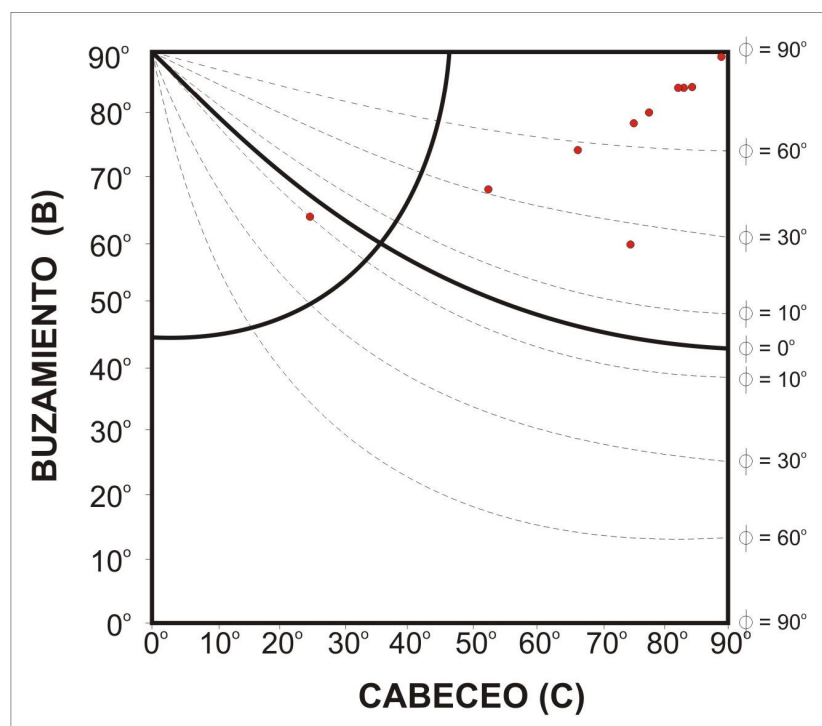
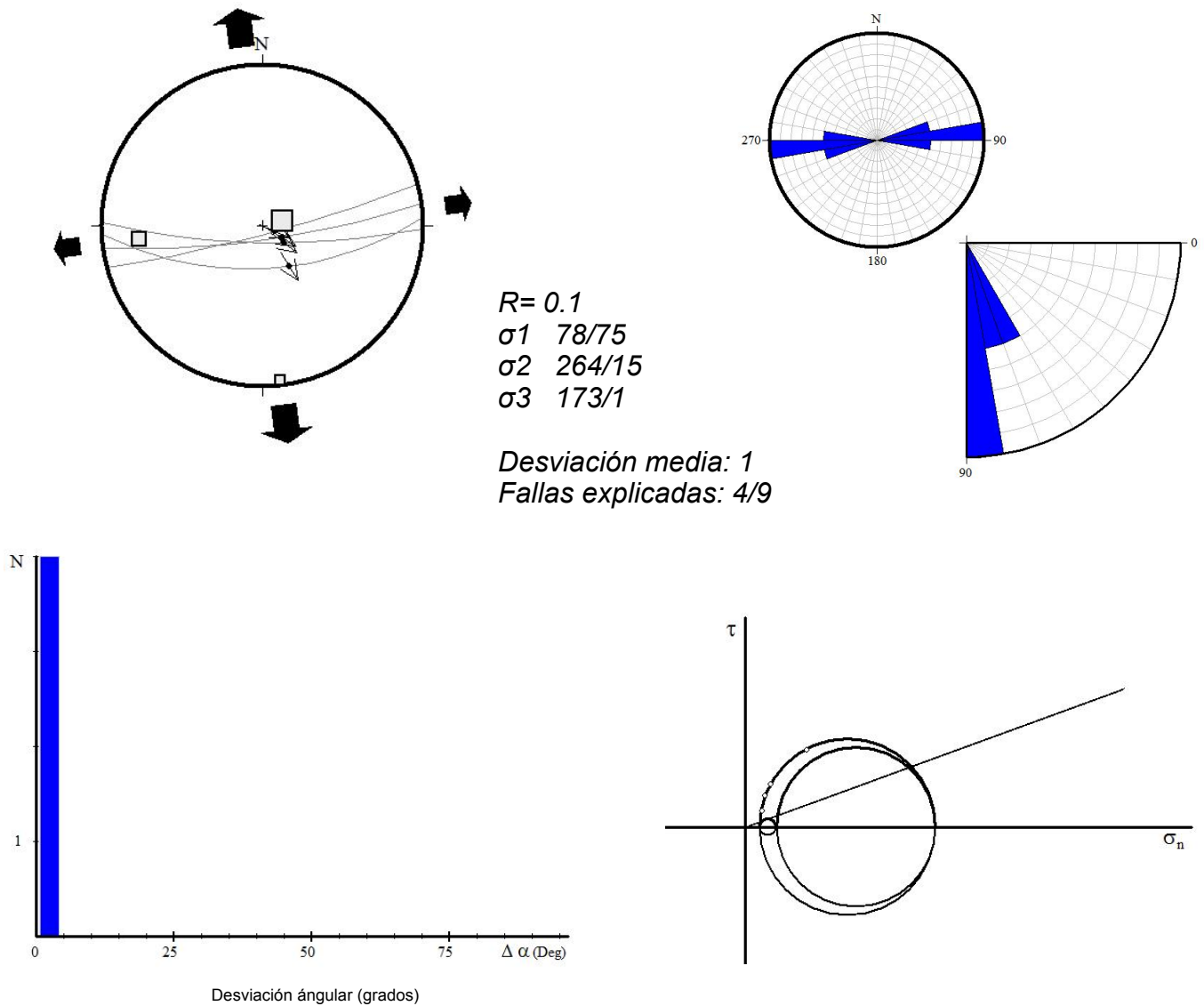


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



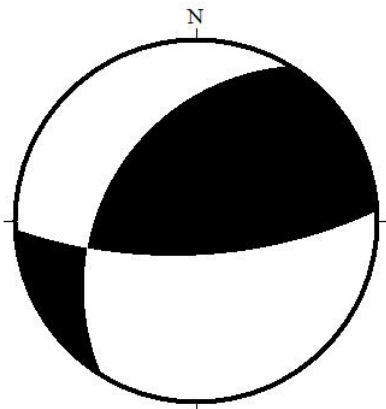
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1



C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1



Eje principal máximo:
Orientación: 36/57
Magnitud: 99%

Eje principal mínimo:
Orientación: 156/19
Magnitud: 99%

Eje principal intermedio:
Orientación: 256/20

10_Amarillo Norte

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

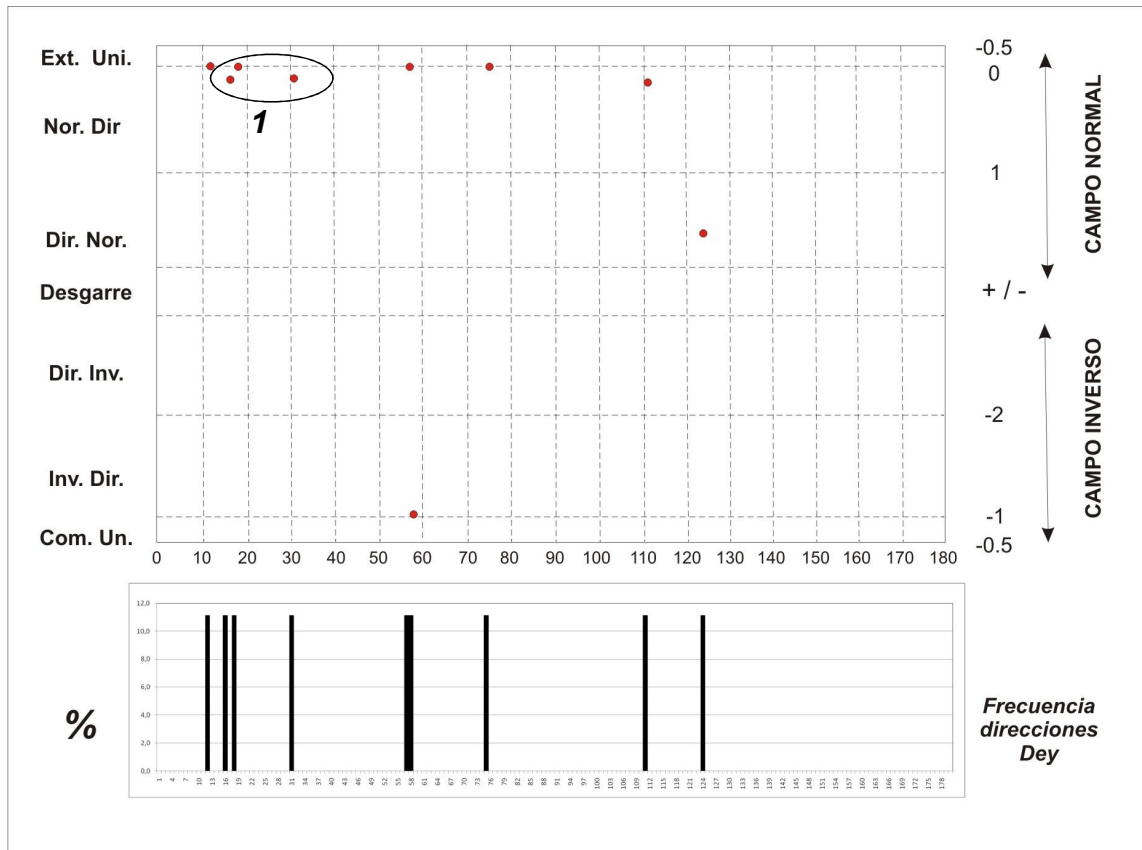
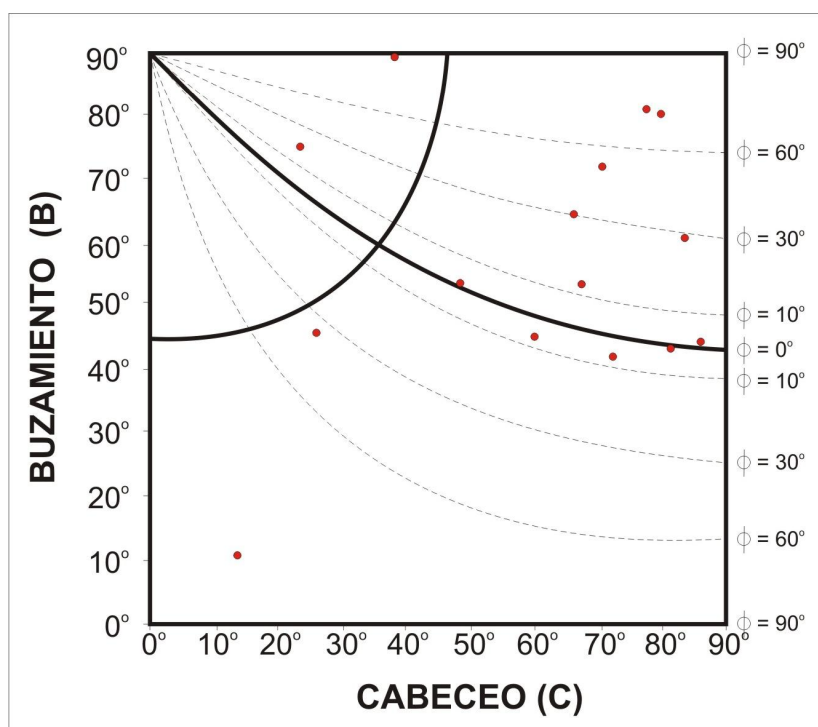
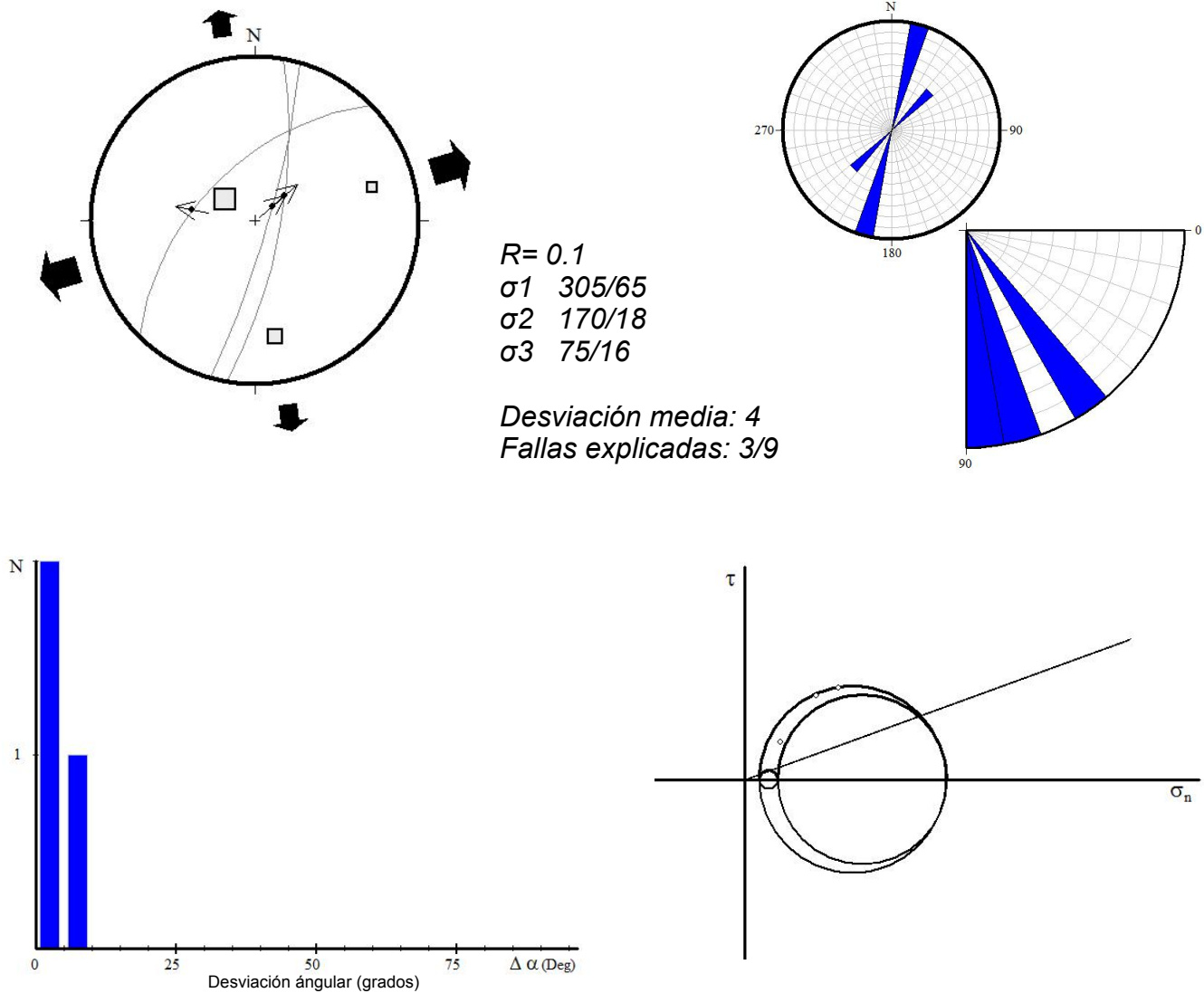


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



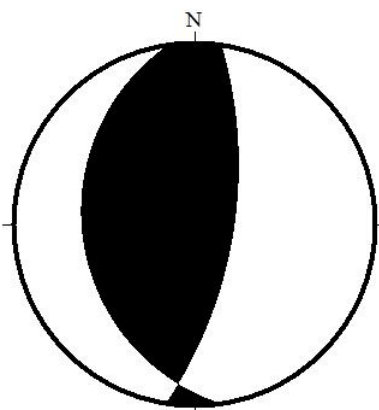
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1



C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1



Eje principal máximo:
Orientación: 294/69
Magnitud: 98%

Eje principal mínimo:
Orientación: 94/17
Magnitud: 99%

Eje principal intermedio:
Orientación: 186/7

11_NE Pit San Gregorio

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

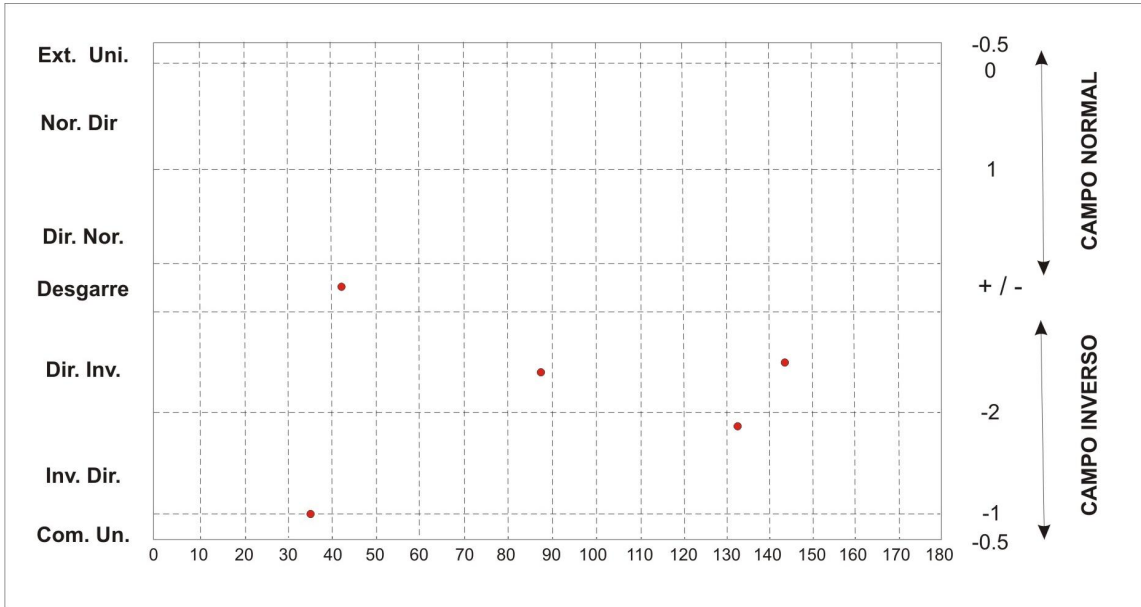
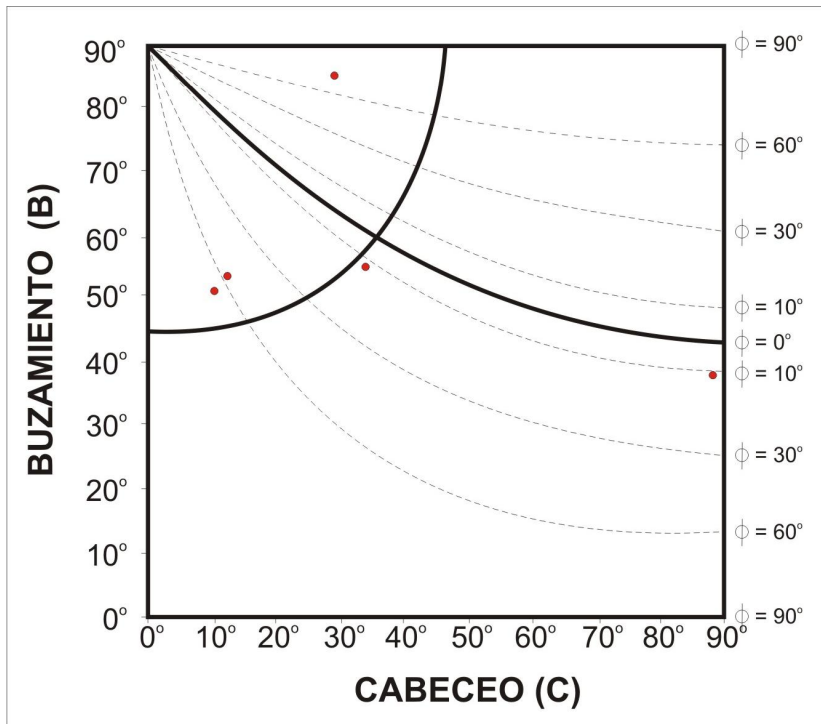


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



12_ Ruta 28 San Martín

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

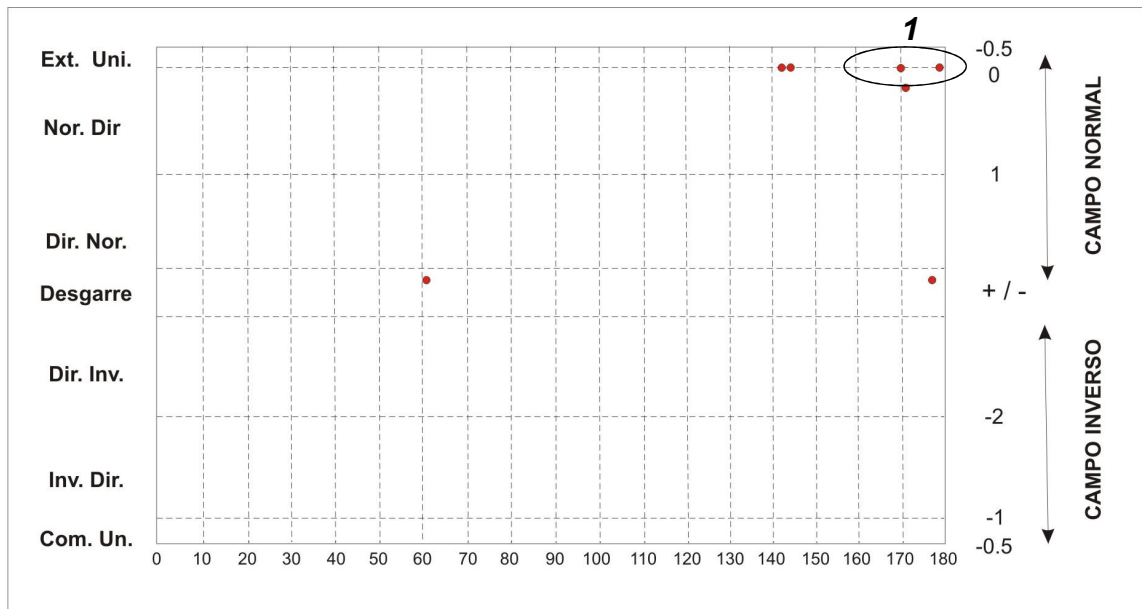
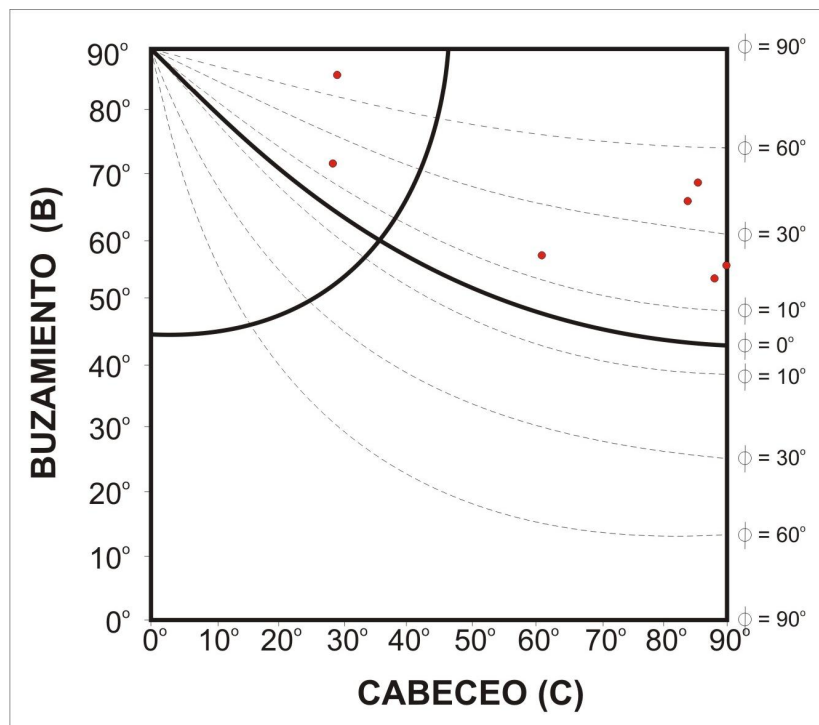
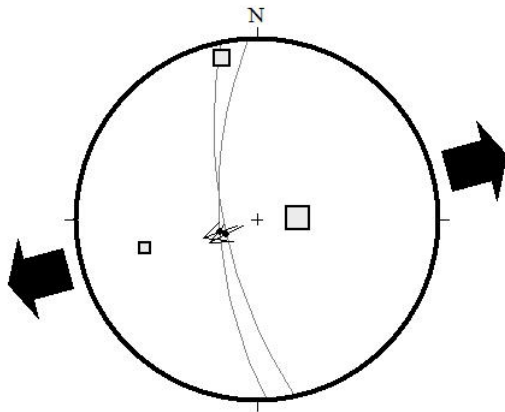


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



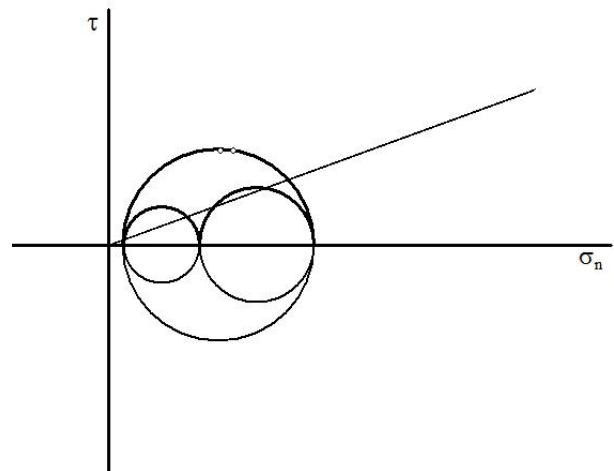
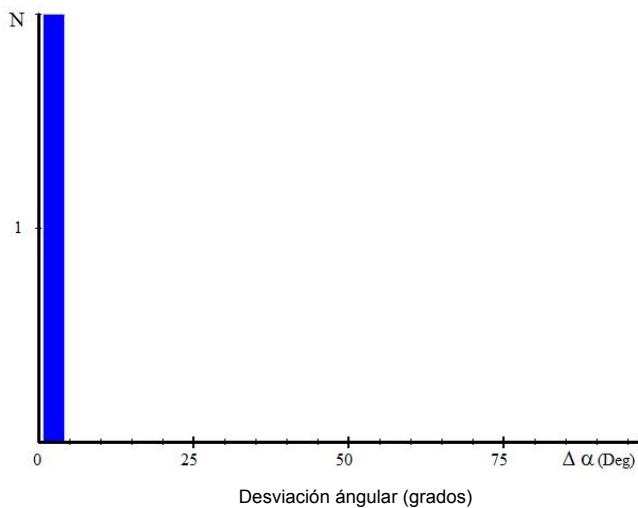
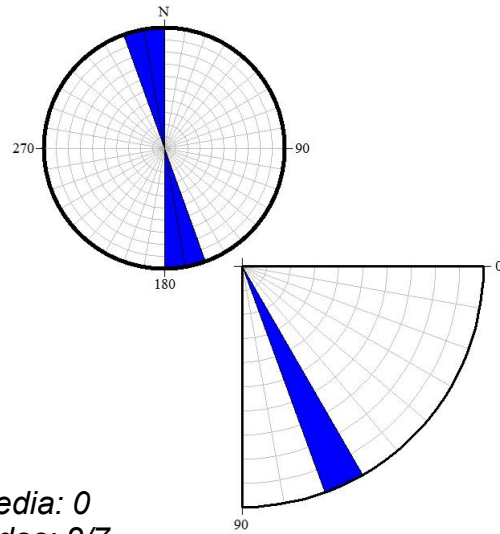
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1



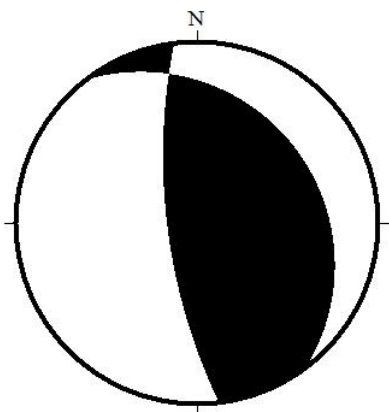
$R = 0.4$
 σ_1 89/65
 σ_2 348/5
 σ_3 255/25

Desviación media: 0
Fallas explicadas: 2/7



C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1



Eje principal máximo:
Orientación: 99/65
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 254/26
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 350/10

14_Arroyo Corrales Norte

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

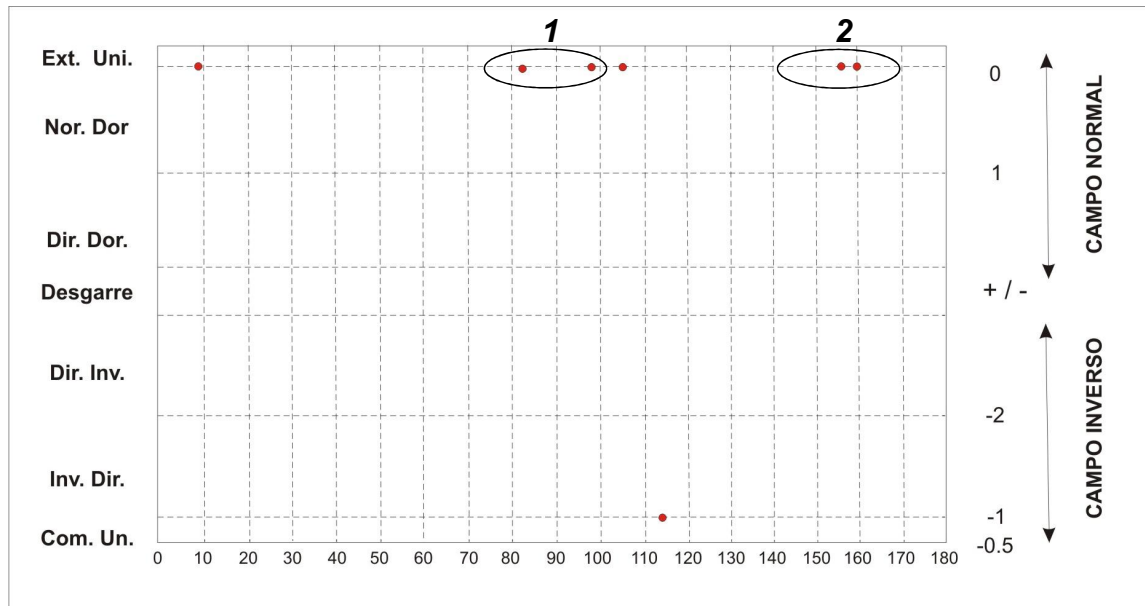
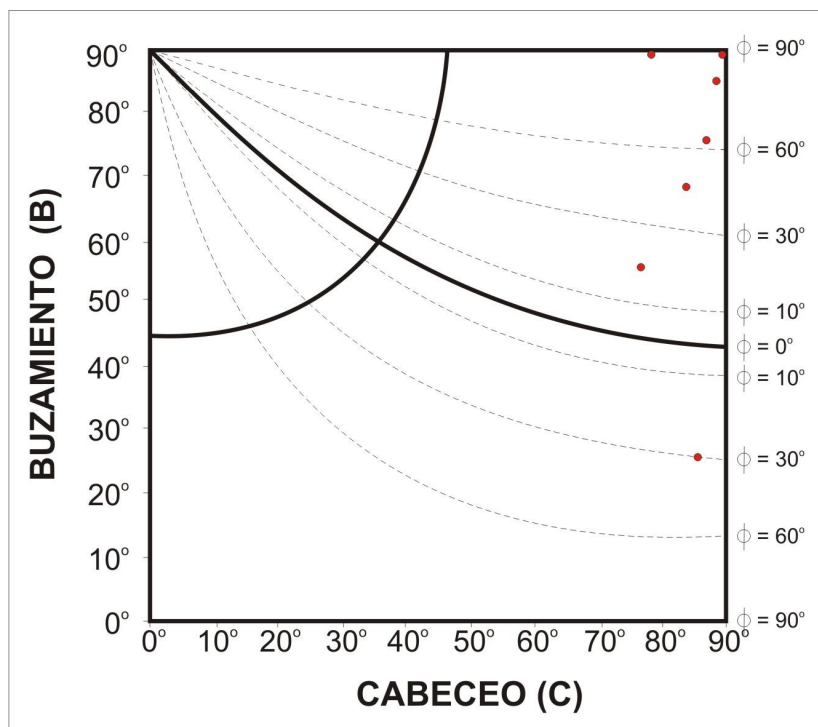
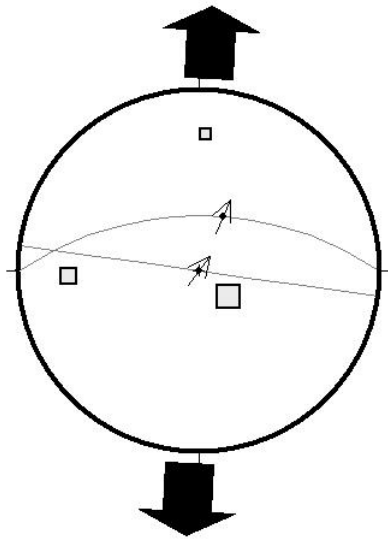


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



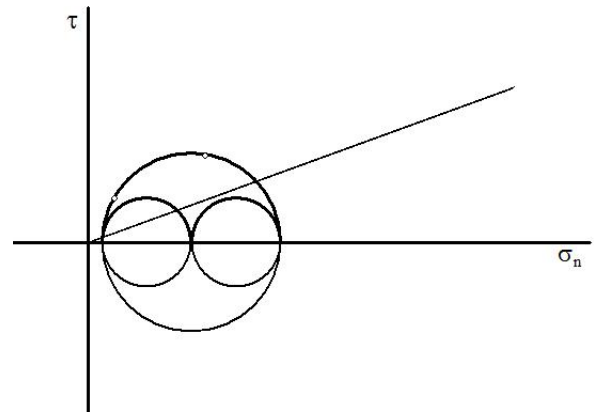
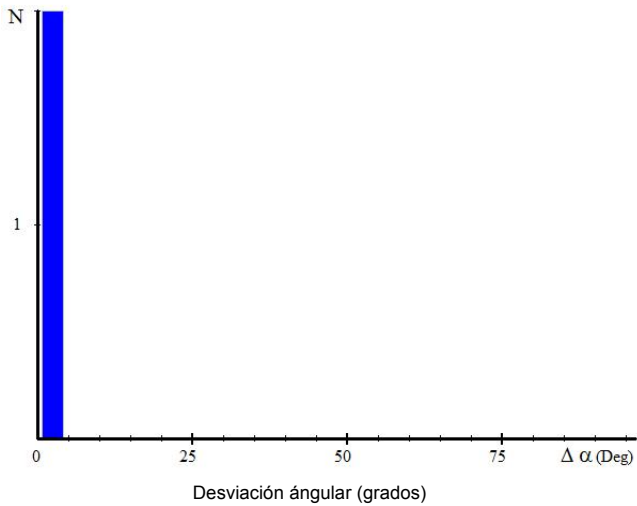
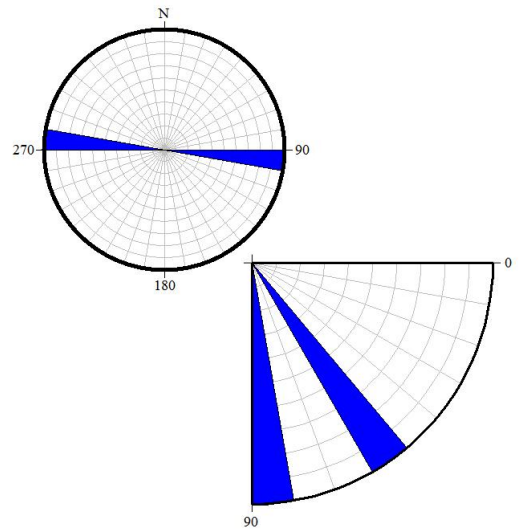
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1

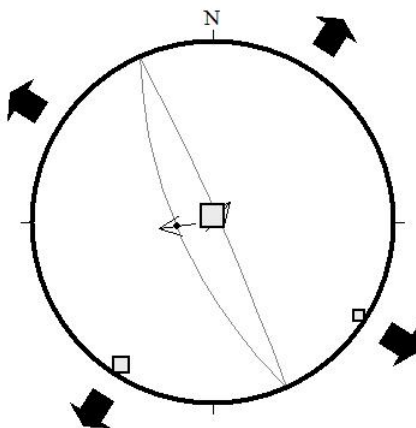


$R = 0.5$
 σ_1 131/65
 σ_2 267/18
 σ_3 3/16

Desviación media: 1
 Fallas explicadas: 2/7

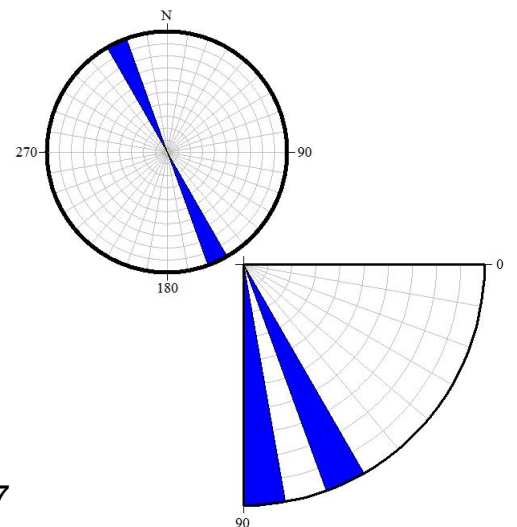


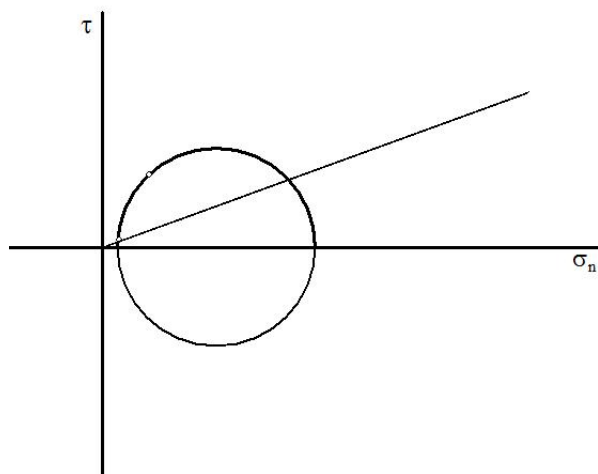
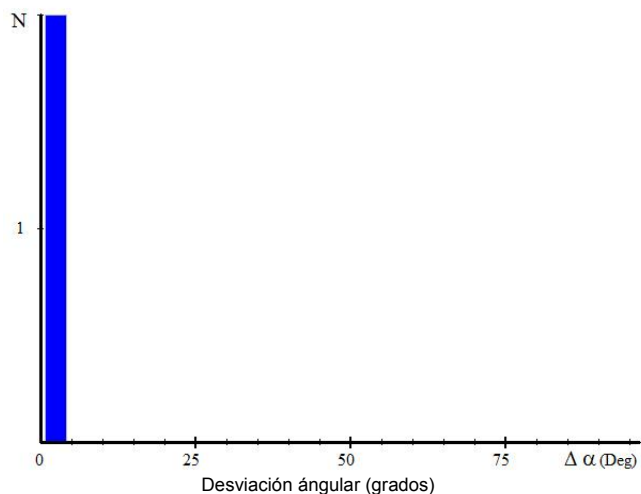
Subpoblación 2



$R = 0$
 σ_1 3/86
 σ_2 213/3
 σ_3 122/2

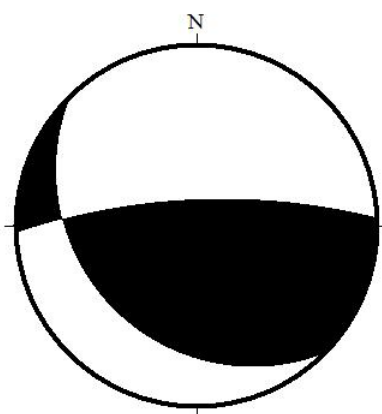
Desviación media: 3
 Fallas explicadas: 2/7





C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1

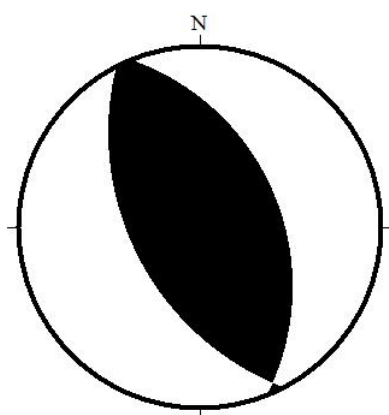


Eje principal máximo:
Orientación: 154/58
Magnitud: 98%

Eje principal mínimo:
Orientación: 11/26
Magnitud: 98%

Eje principal intermedio:
Orientación: 273/17

Subpoblación 2



Eje principal máximo:
Orientación: 31/86
Magnitud: 98%

Eje principal mínimo:
Orientación: 245/4
Magnitud: 98%

Eje principal intermedio:
Orientación: 155/2

27_Fagundez

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

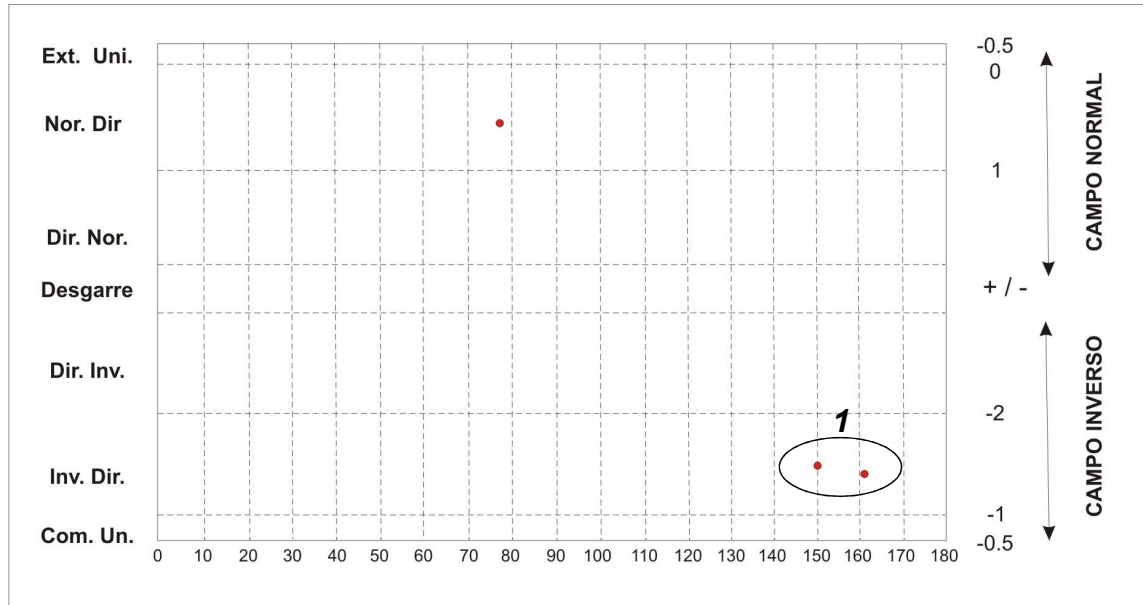
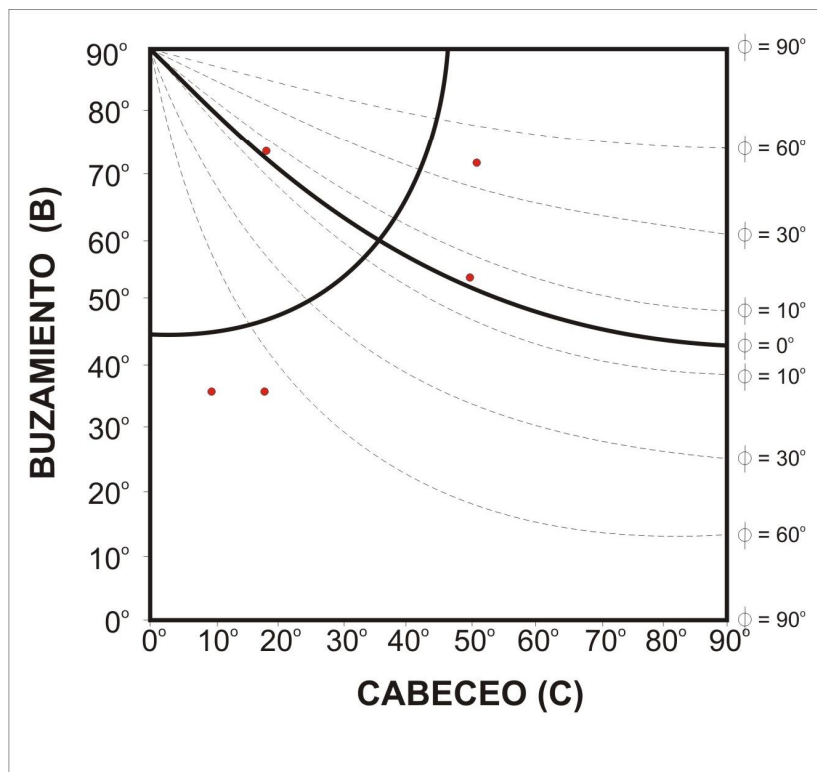
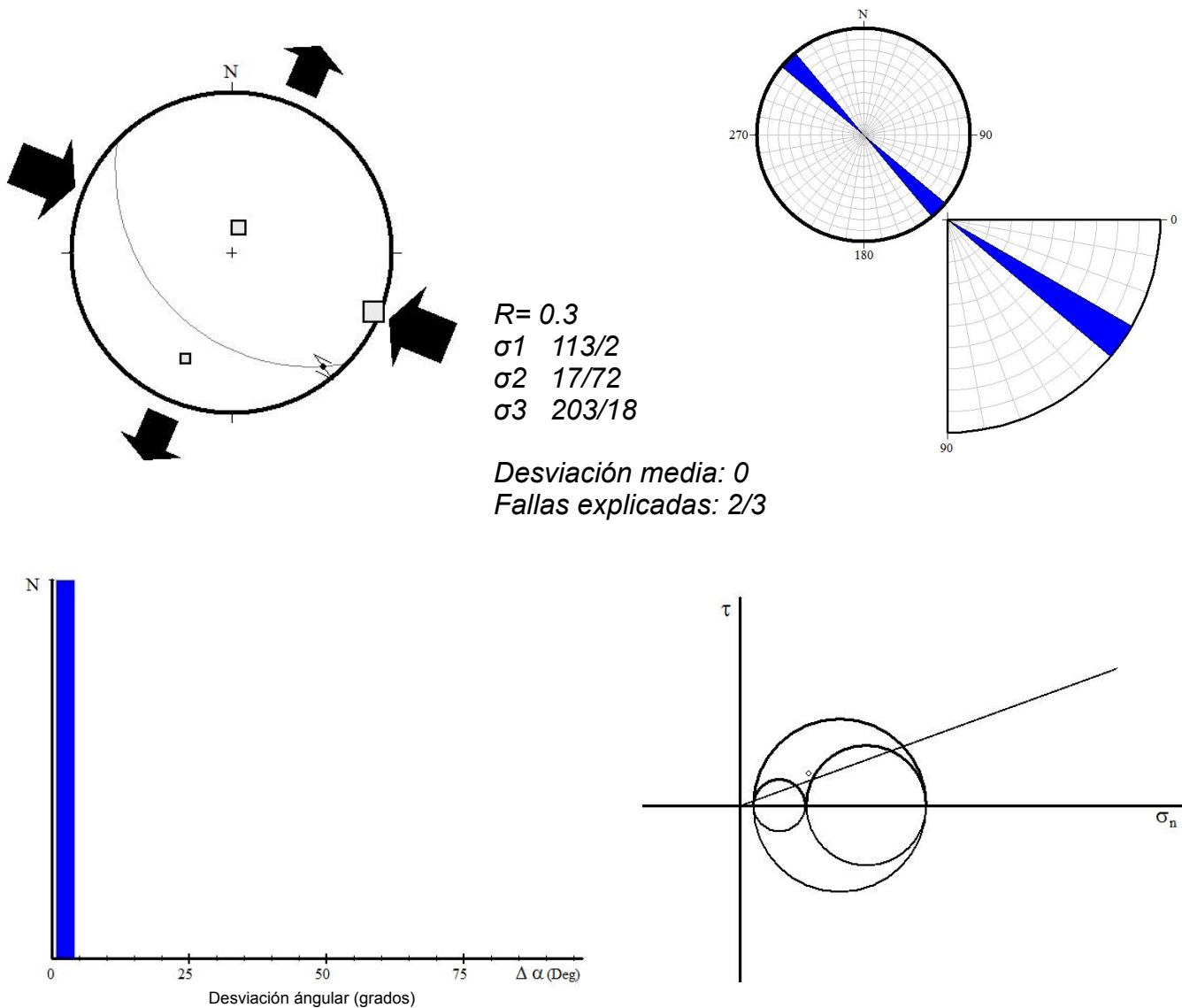


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



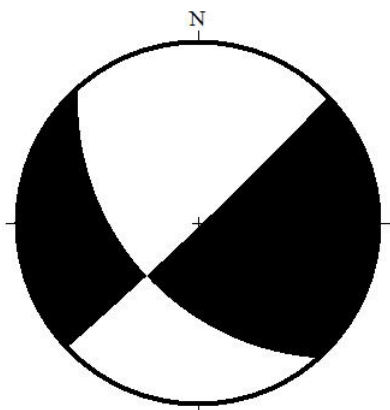
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1



C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1



Eje principal máximo:
Orientación: 106/33
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 357/31
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 233/43

28_Blanquillo Este

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

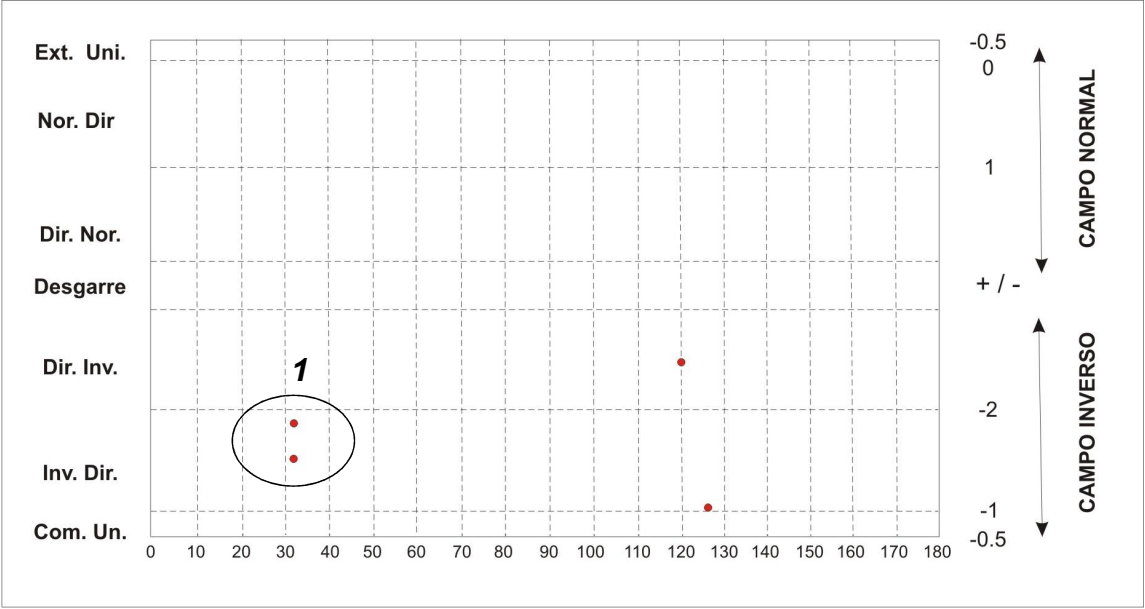
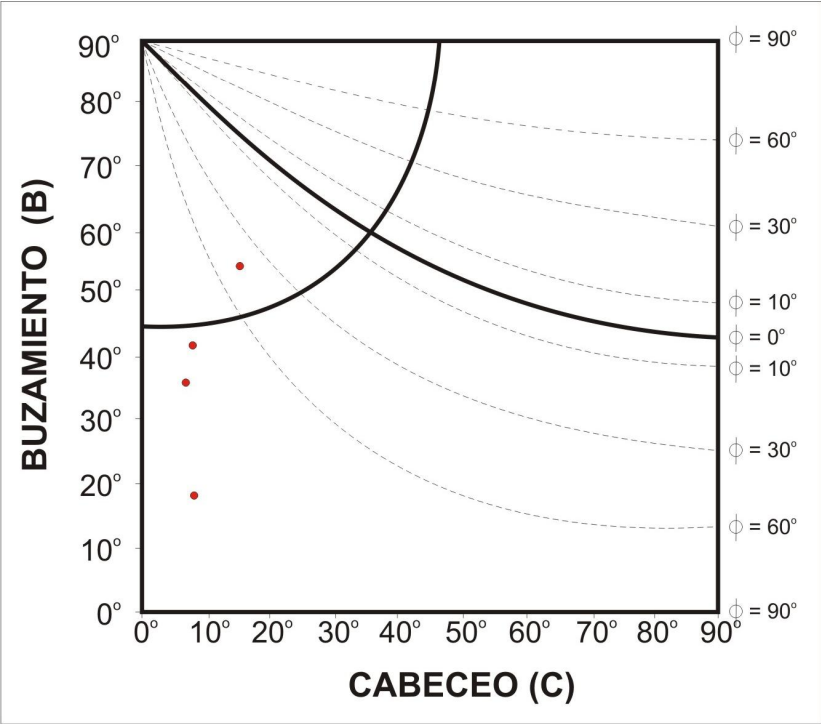
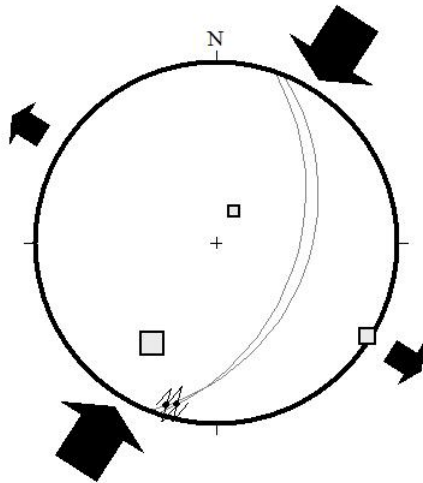


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



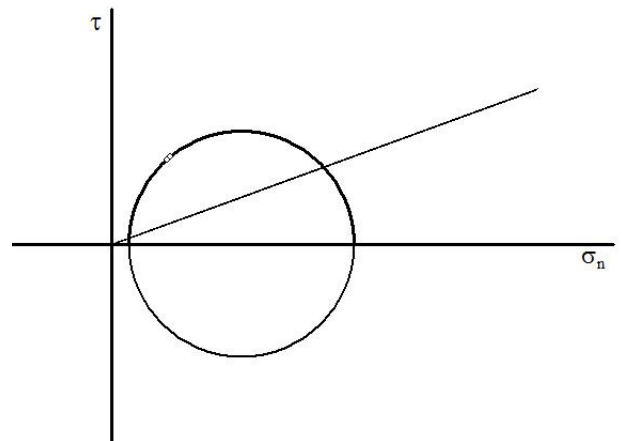
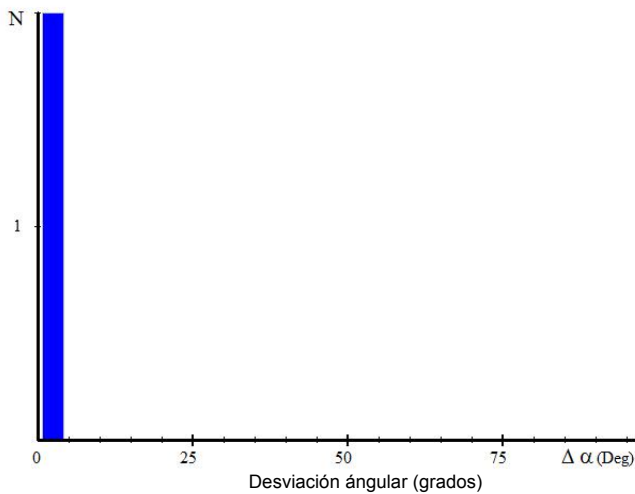
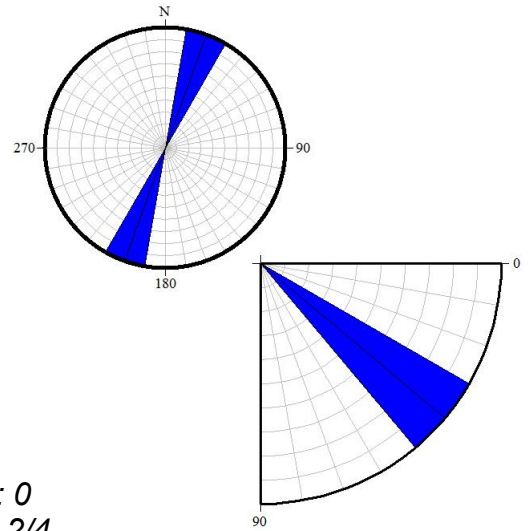
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1



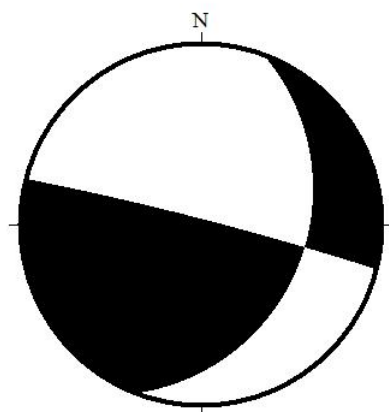
$R = 0$
 σ_1 212/23
 σ_2 122/1
 σ_3 30/67

Desviación media: 0
Fallas explicadas: 2/4



C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1



Eje principal máximo:
Orientación: 221/41
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 351/33
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 103/29

MELO

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

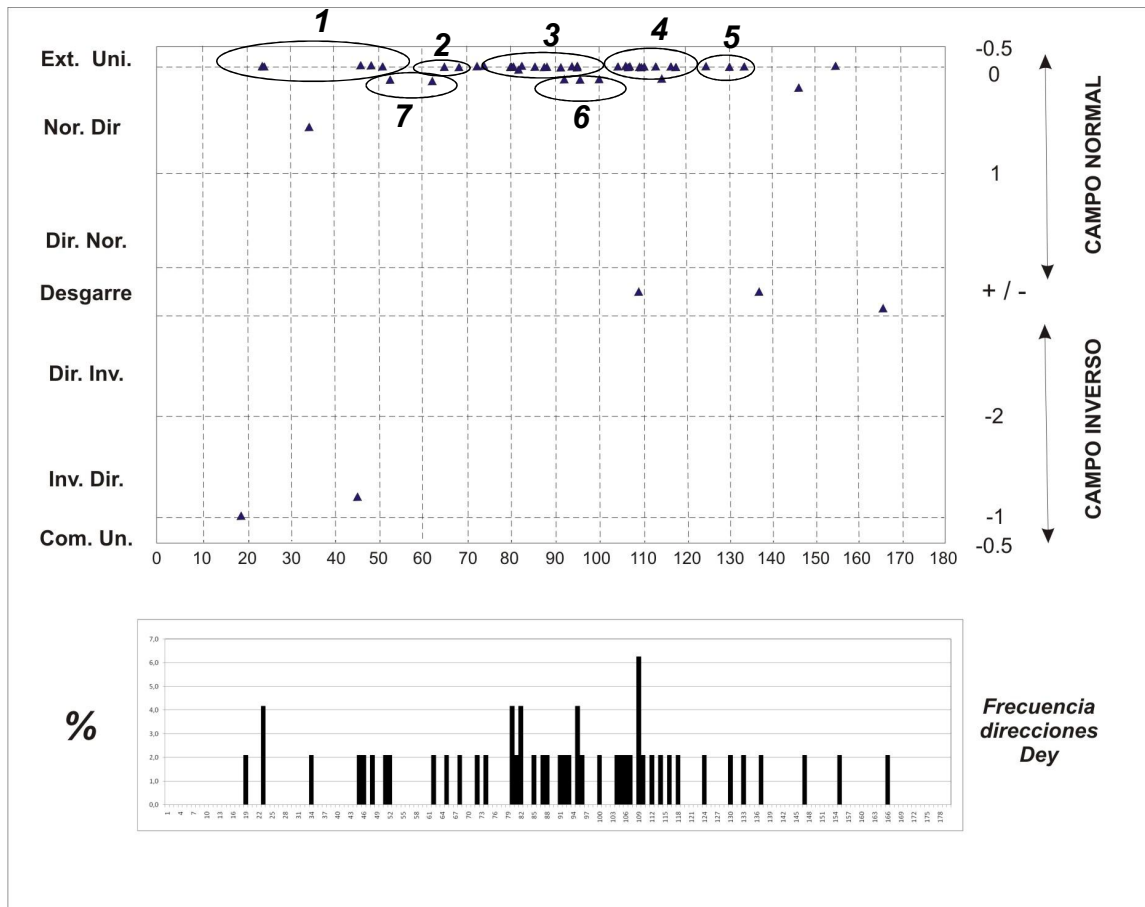
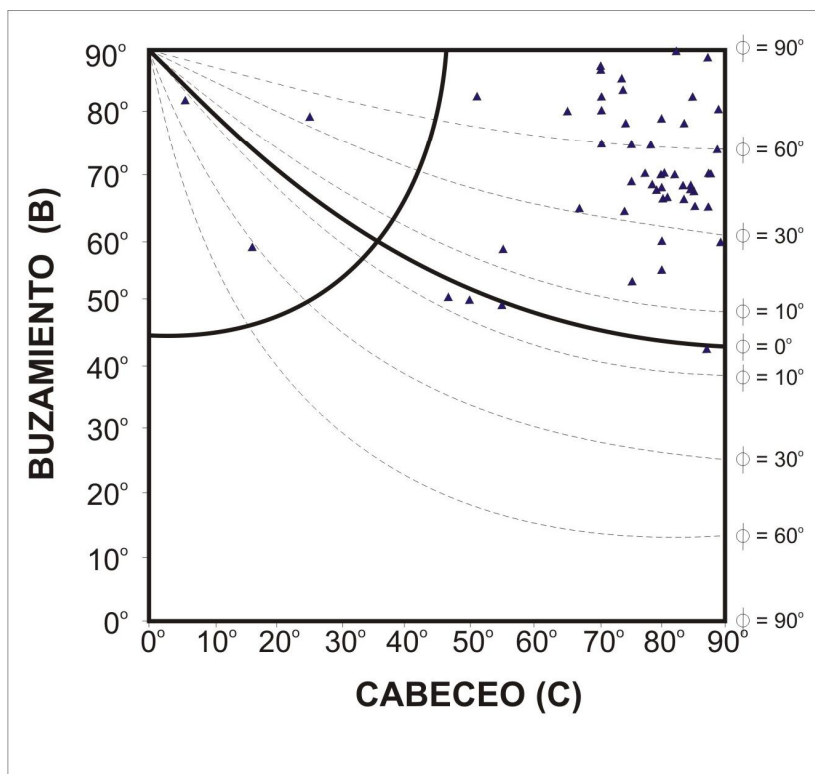
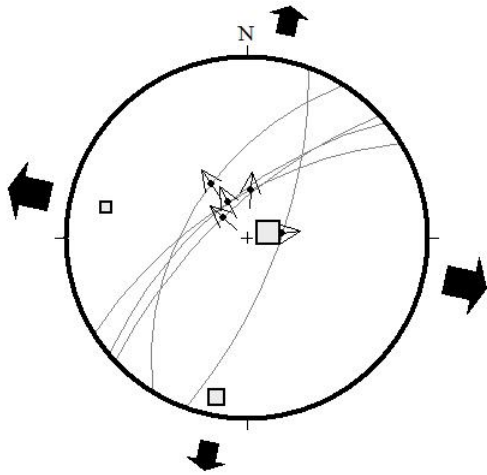


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



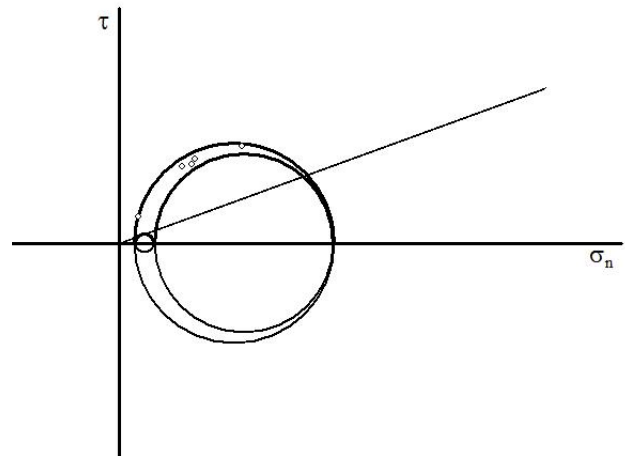
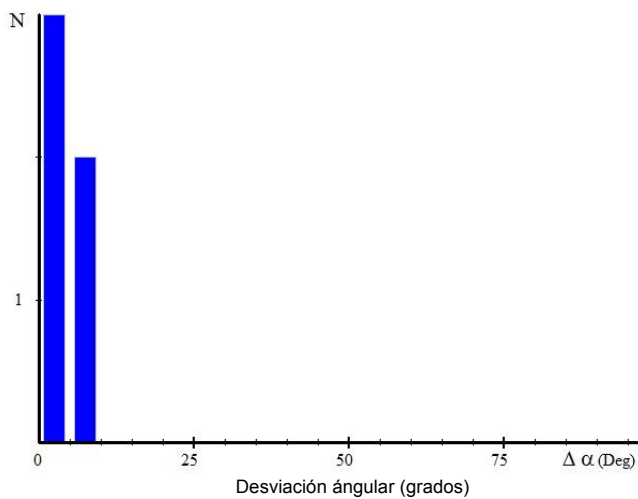
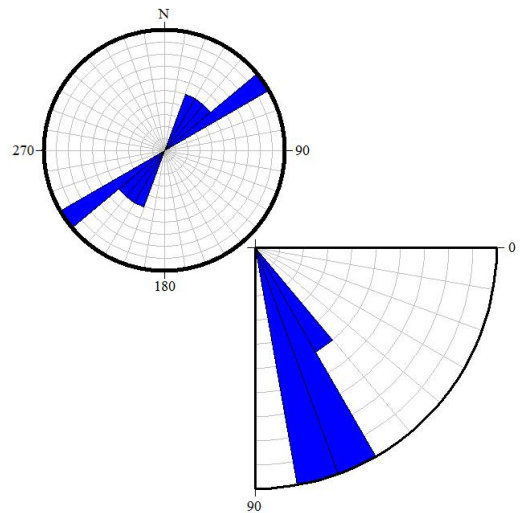
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1

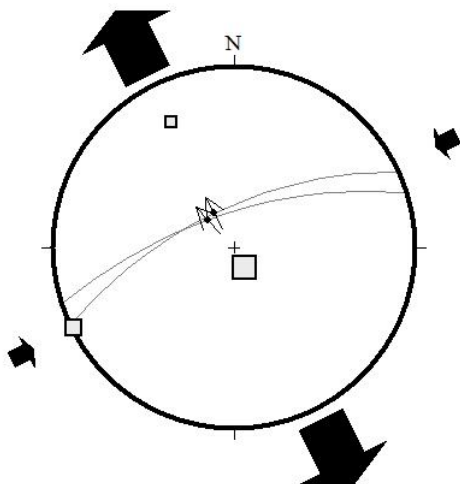


$R = 0.1$
 σ_1 77/76
 σ_2 191/6
 σ_3 282/13

Desviación media: 6
Fallas explicadas: 5/48

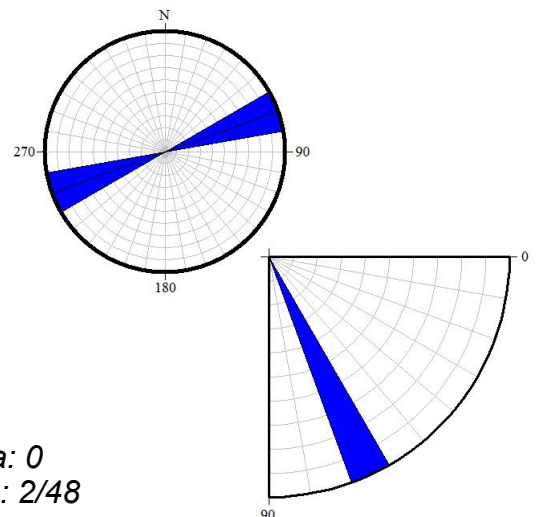


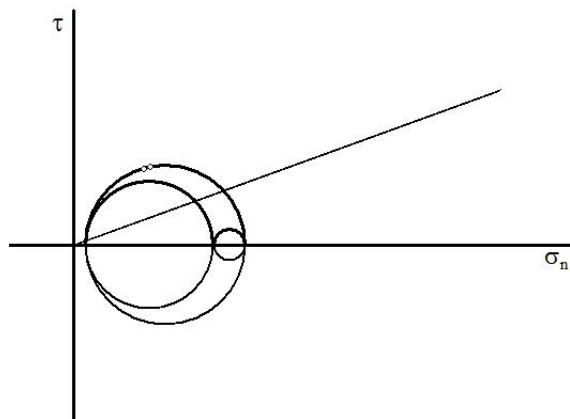
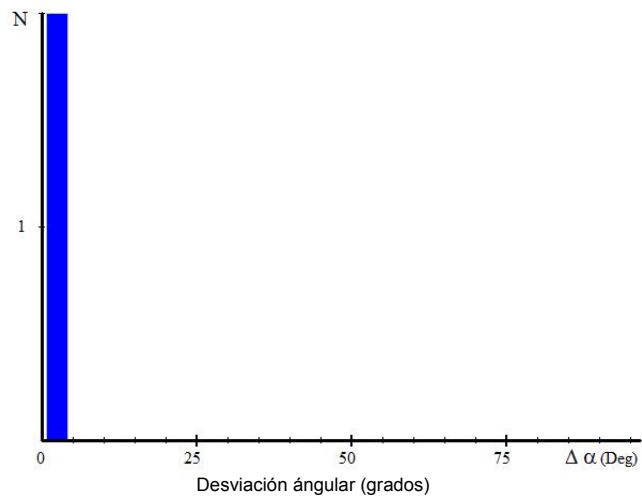
Subpoblación 2



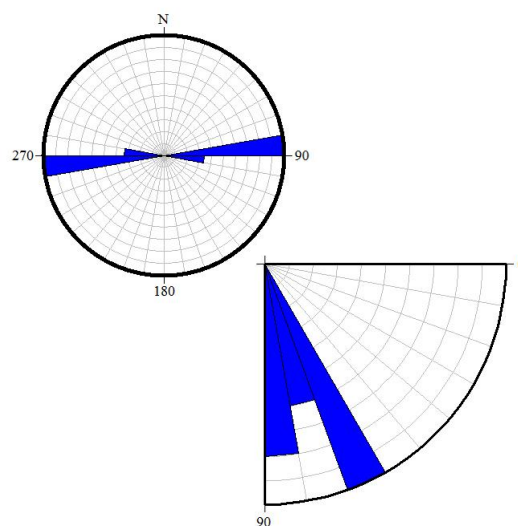
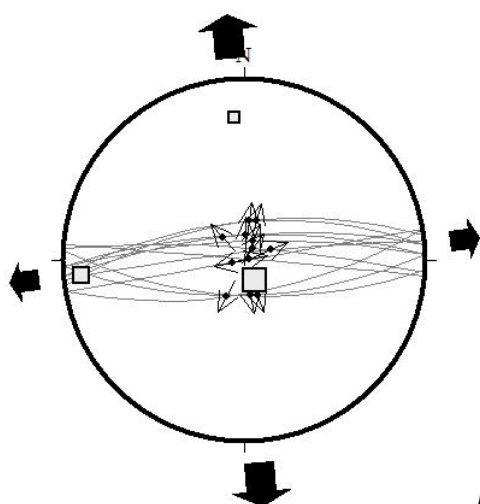
$R = 0$
 σ_1 152/75
 σ_2 243/0
 σ_3 333/15

Desviación media: 0
Fallas explicadas: 2/48



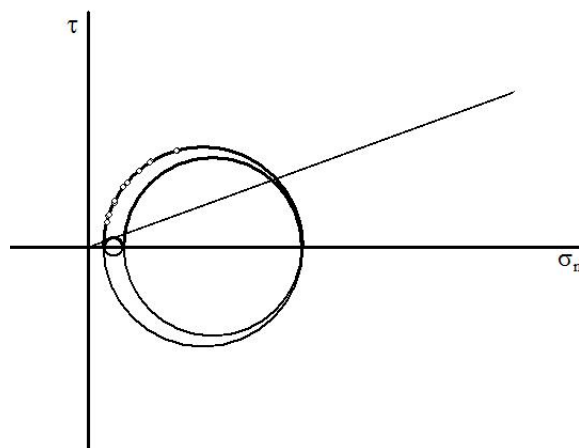
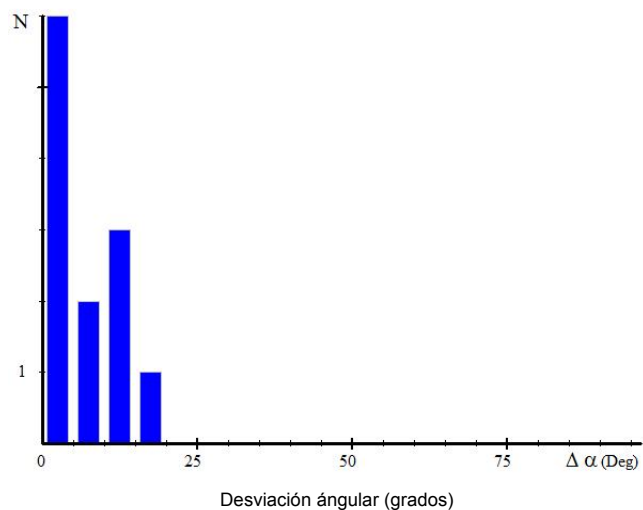


Subpoblación 3

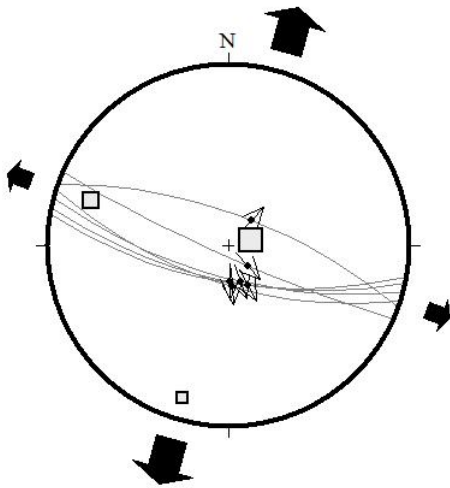


$R = 0.1$
 σ_1 152/75
 σ_2 265/6
 σ_3 356/13

Desviación media: 9
 Fallas explicadas: 12/48

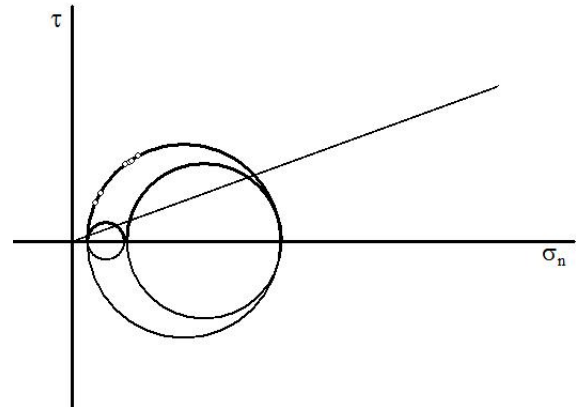
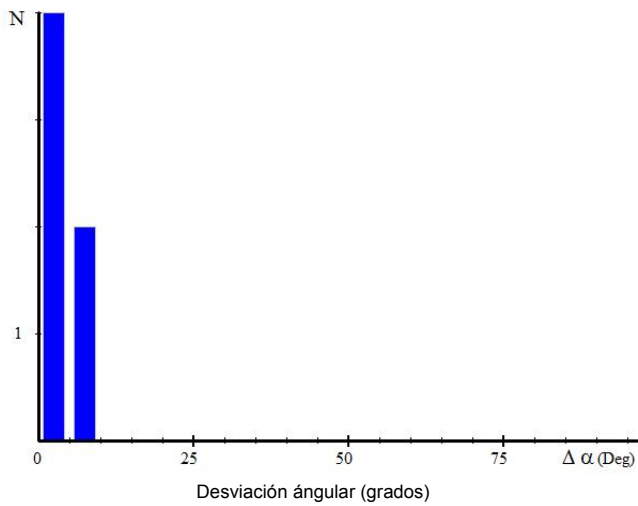
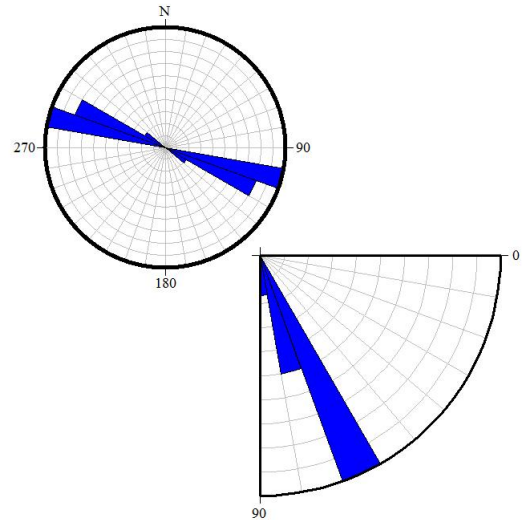


Subpoblación 4_A

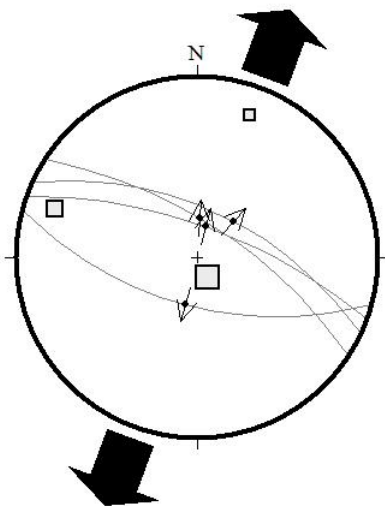


$R = 0.2$
 σ_1 78/75
 σ_2 288/13
 σ_3 197/7

Desviación media: 5
 Fallas explicadas: 6/48

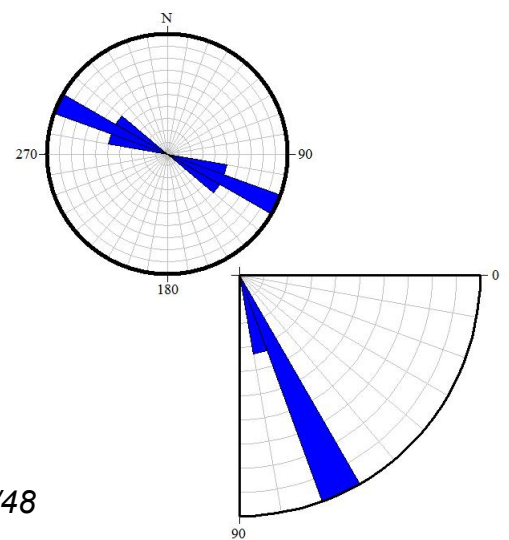


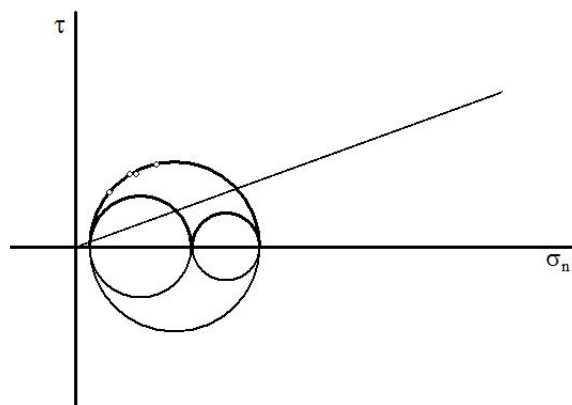
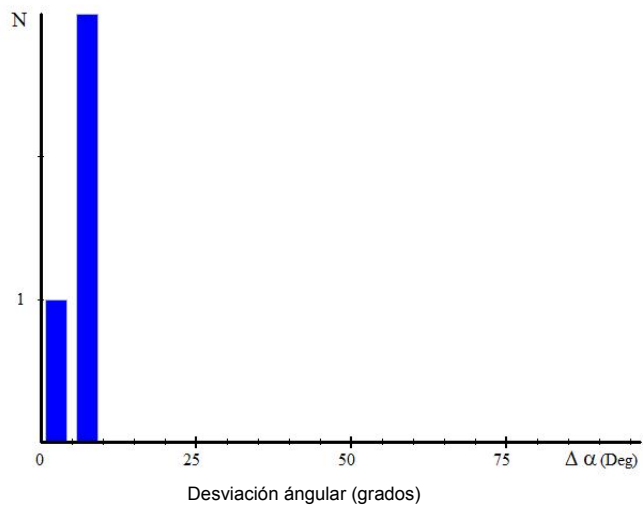
Subpoblación 4_B



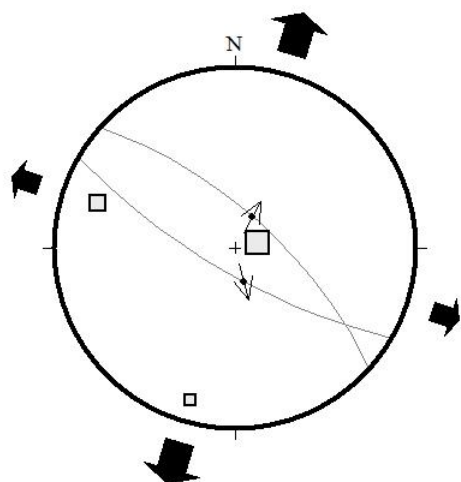
$R = 0.6$
 σ_1 153/75
 σ_2 289/11
 σ_3 21/10

Desviación media: 6
 Fallas explicadas: 4/48



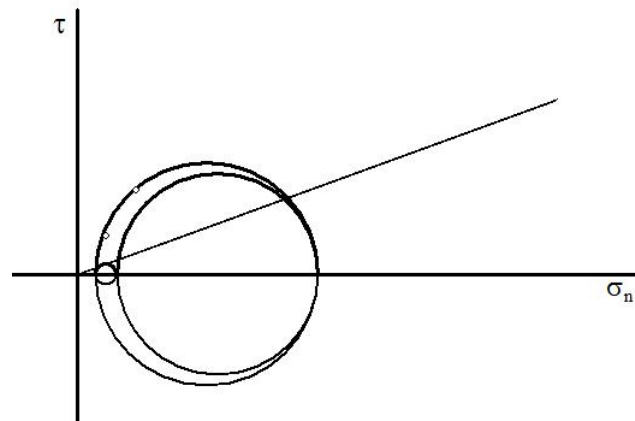
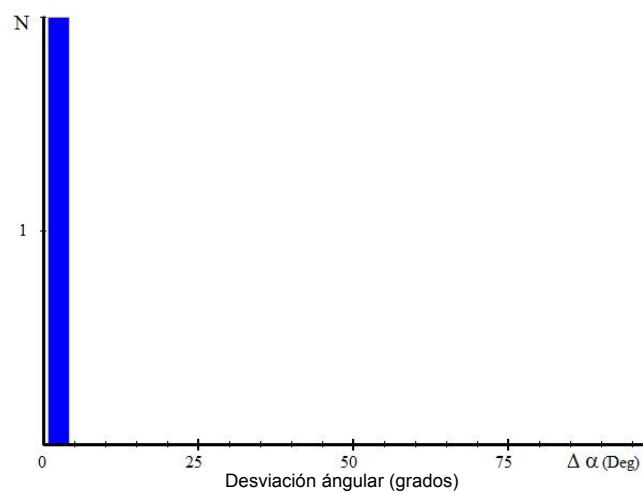
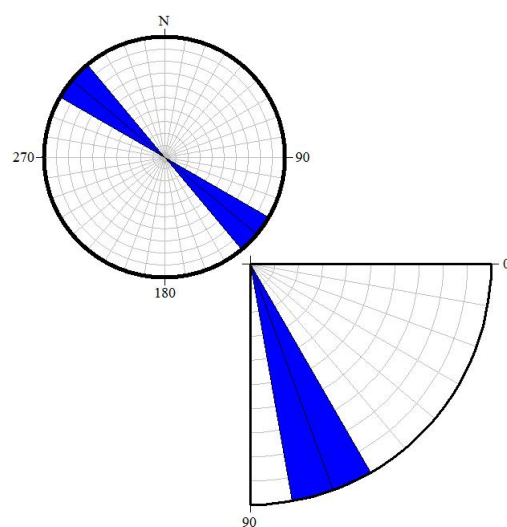


Subpoblación 5

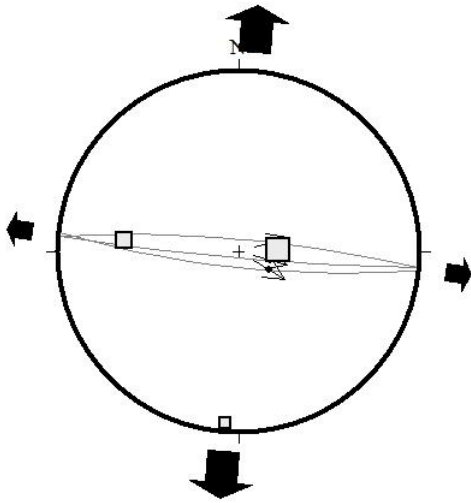


$R = 0.1$
 σ_1 78/75
 σ_2 288/13
 σ_3 196/7

Desviación media: 1
 Fallas explicadas: 2/48

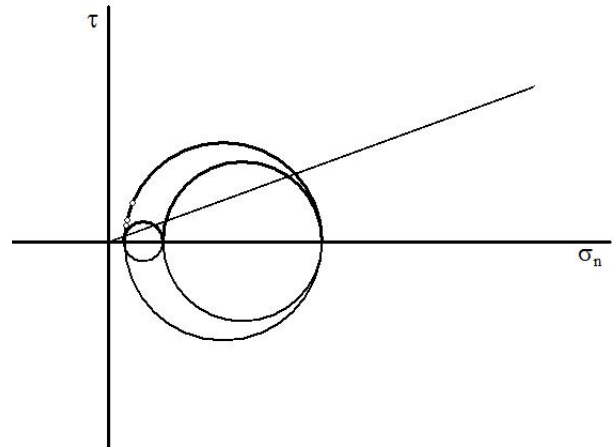
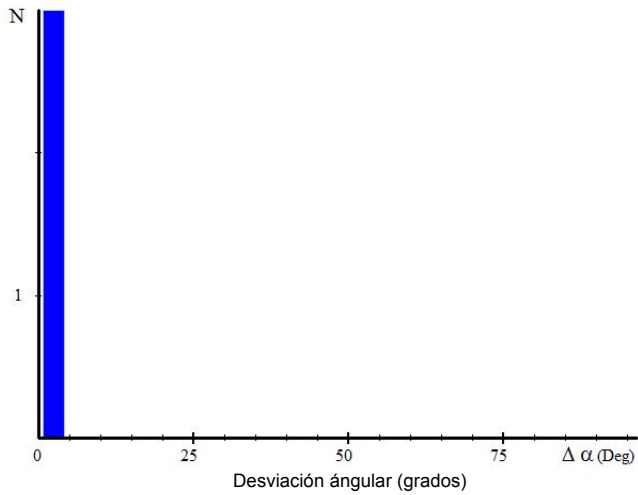
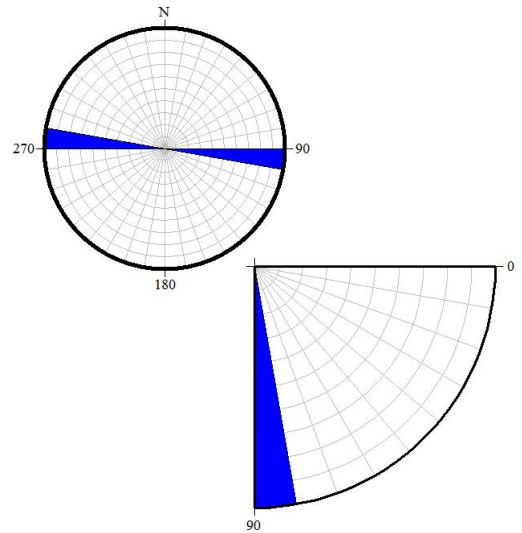


Subpoblación 6

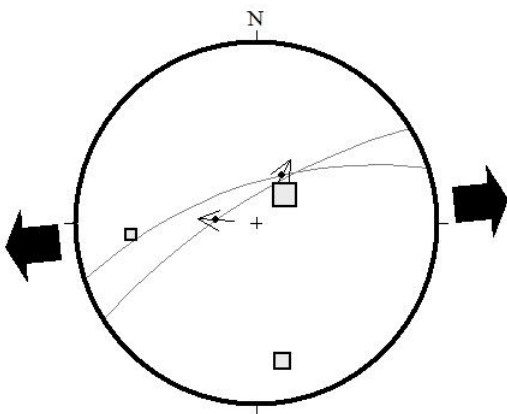


$R = 0.2$
 σ_1 89/65
 σ_2 276/25
 σ_3 184/3

Desviación media: 2
 Fallas explicadas: 3/48

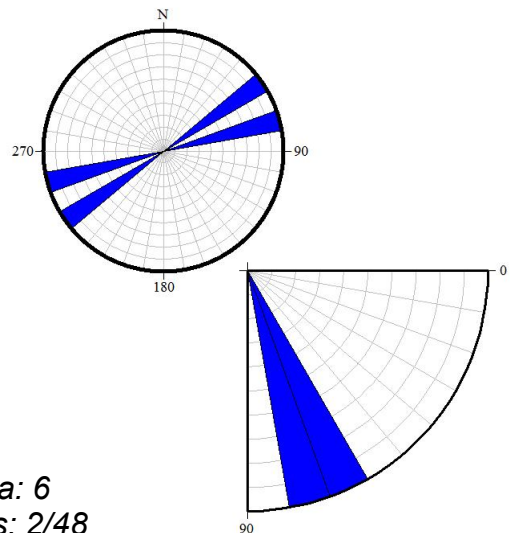


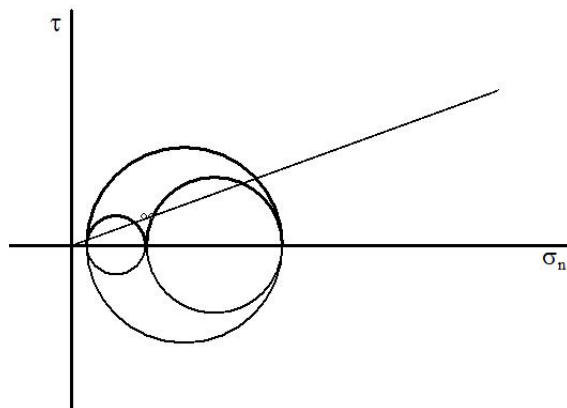
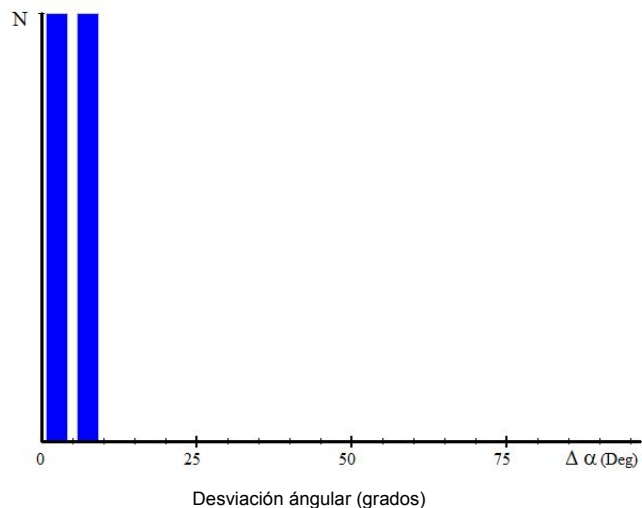
Subpoblación 7



$R = 0.3$
 σ_1 46/65
 σ_2 169/14
 σ_3 265/20

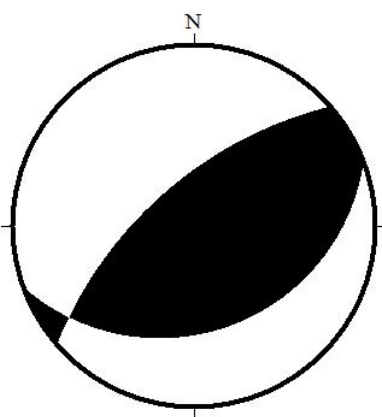
Desviación media: 6
 Fallas explicadas: 2/48





C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1

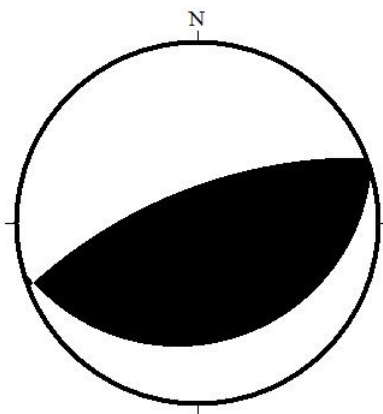


Eje principal máximo:
Orientación: 118/70
Magnitud: 99%

Eje principal mínimo:
Orientación: 325/11
Magnitud: 98%

Eje principal intermedio:
Orientación: 233/9

Subpoblación 2

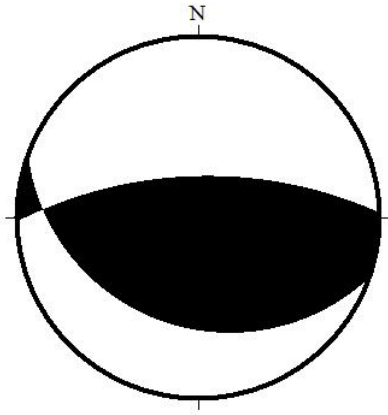


Eje principal máximo:
Orientación: 115/67
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 341/25
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 250/2

Subpoblación 3

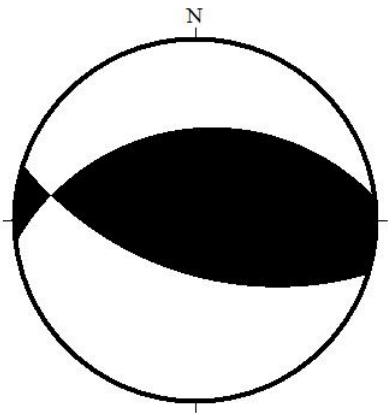


Eje principal máximo:
Orientación: 159/69
Magnitud: 98%

Eje principal mínimo:
Orientación: 6/21
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 273/9

Subpoblación 4_A

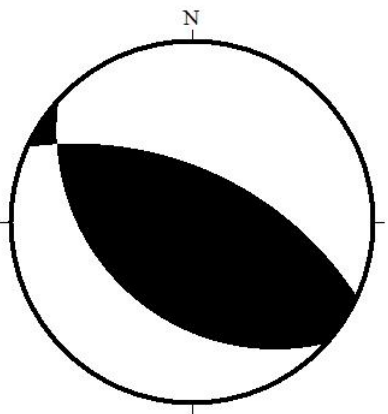


Eje principal máximo:
Orientación: 59/74
Magnitud: 98%

Eje principal mínimo:
Orientación: 187/11
Magnitud: 98%

Eje principal intermedio:
Orientación: 279/12

Subpoblación 4_B

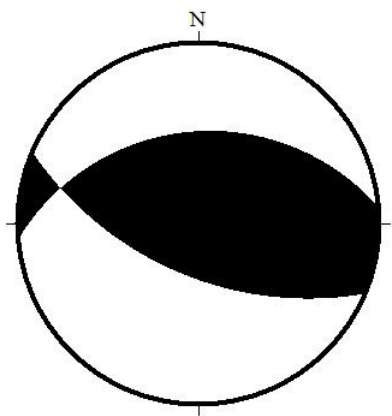


Eje principal máximo:
Orientación: 174/75
Magnitud: 99%

Eje principal mínimo:
Orientación: 32/11
Magnitud: 99%

Eje principal intermedio:
Orientación: 300/9

Subpoblación 5

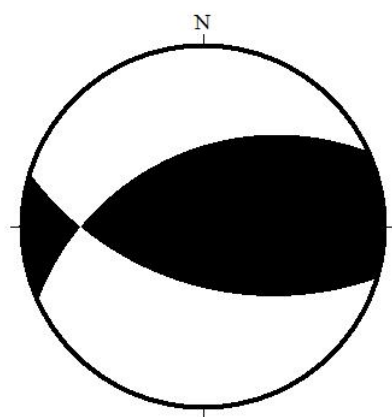


Eje principal máximo:
Orientación: 65/72
Magnitud: 96%

Eje principal mínimo:
Orientación: 192/11
Magnitud: 97%

Eje principal intermedio:
Orientación: 284/14

Subpoblación 6

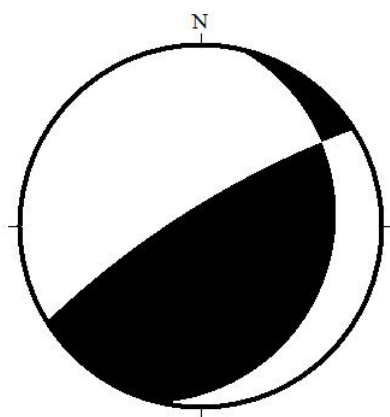


Eje principal máximo:
Orientación: 76/68
Magnitud: 94%

Eje principal mínimo:
Orientación: 177/5
Magnitud: 94%

Eje principal intermedio:
Orientación: 270/22

Subpoblación 7



Eje principal máximo:
Orientación: 163/55
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 318/31
Magnitud: 94%

Eje principal intermedio:
Orientación: 56/12

SAN GREGORIO

A) Modelo de deslizamiento.

Diagrama Dey/K

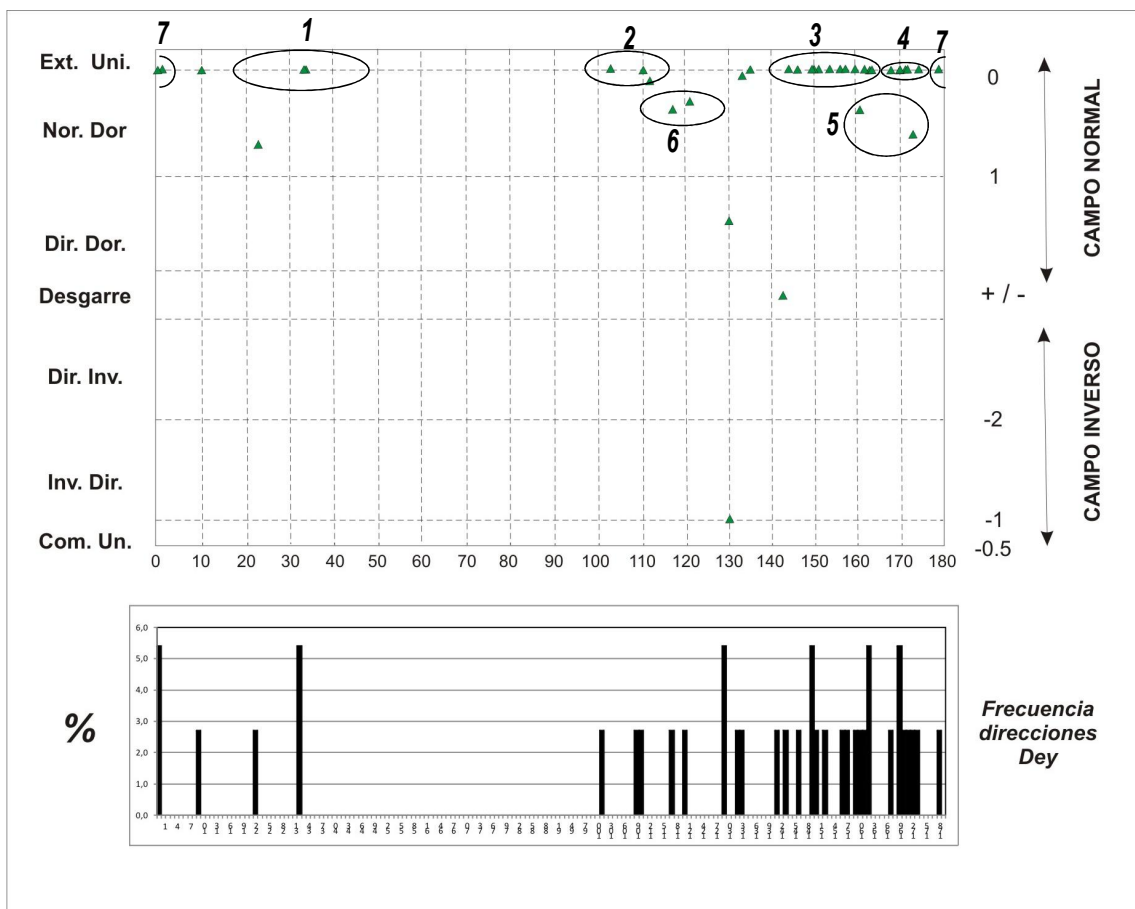
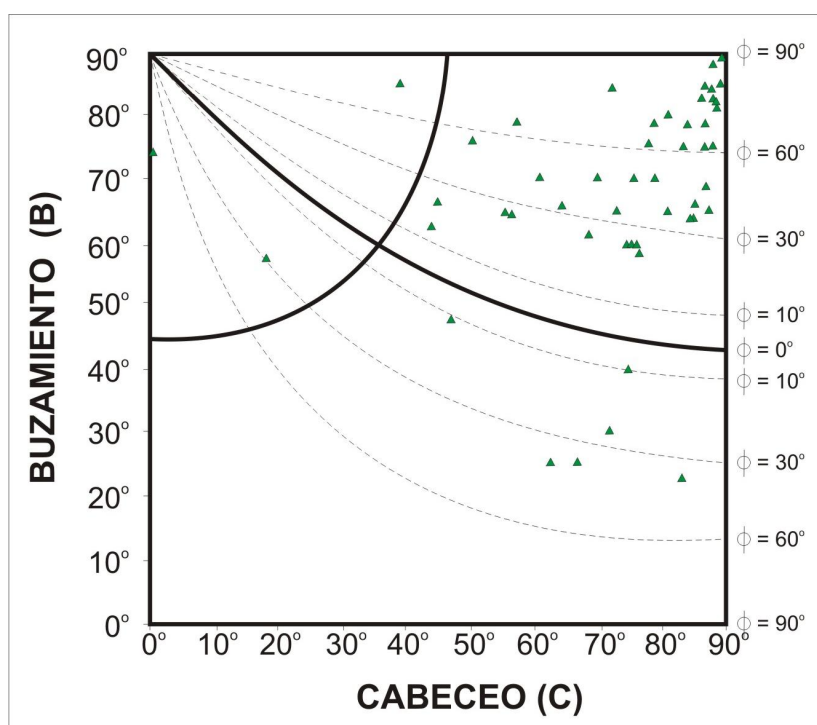
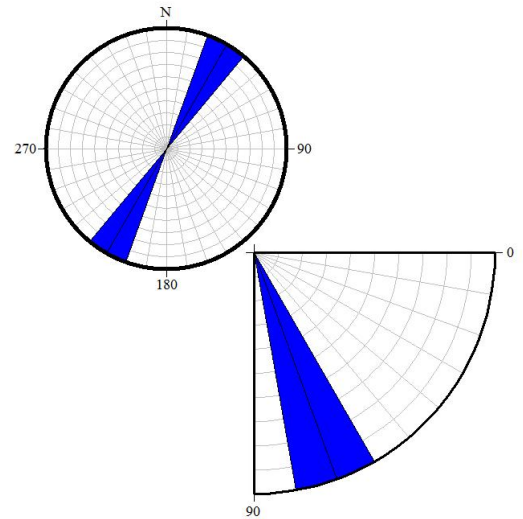
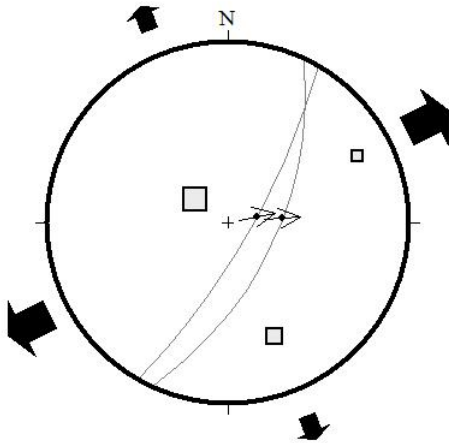


Diagrama Cabeceo/Buzamiento



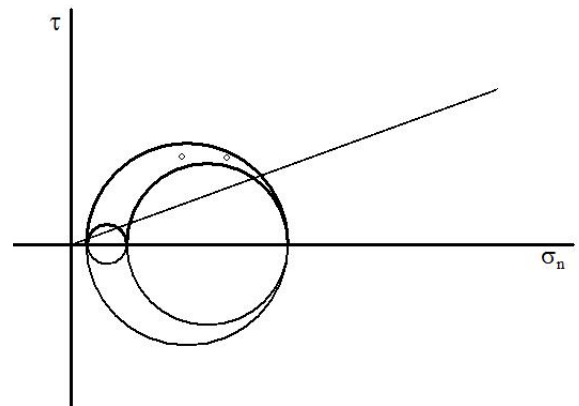
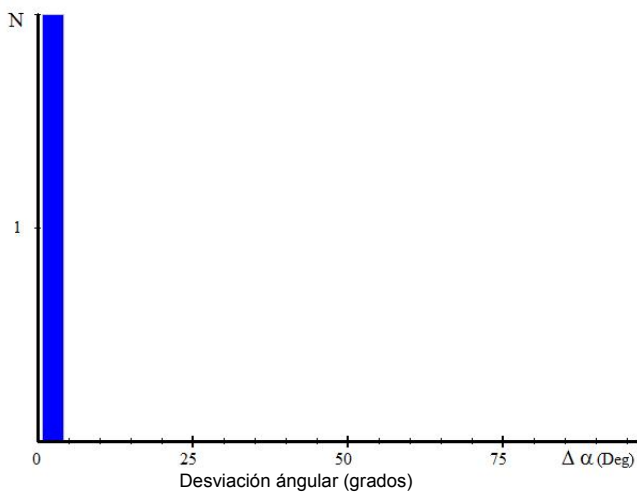
B) Método de Inversión de esfuerzos.

Subpoblación 1

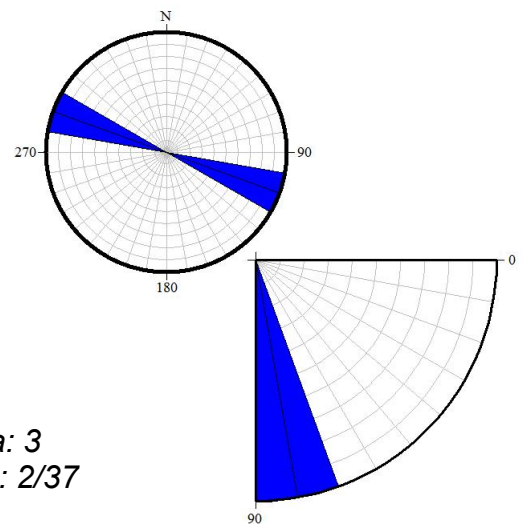
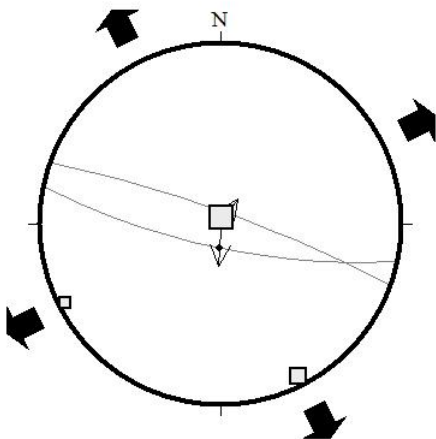


$R = 0.2$
 σ_1 305/65
 σ_2 158/21
 σ_3 63/21

Desviación media: 2
 Fallas explicadas: 2/37

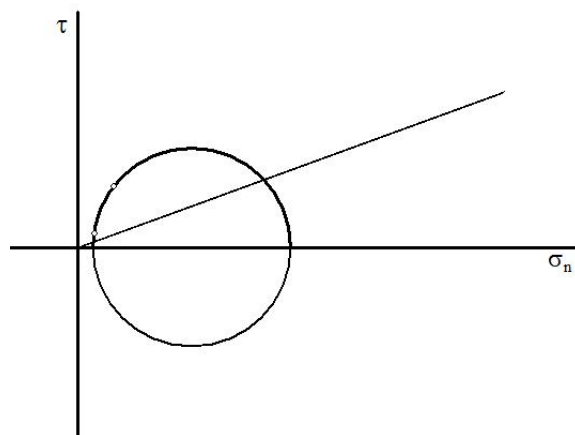
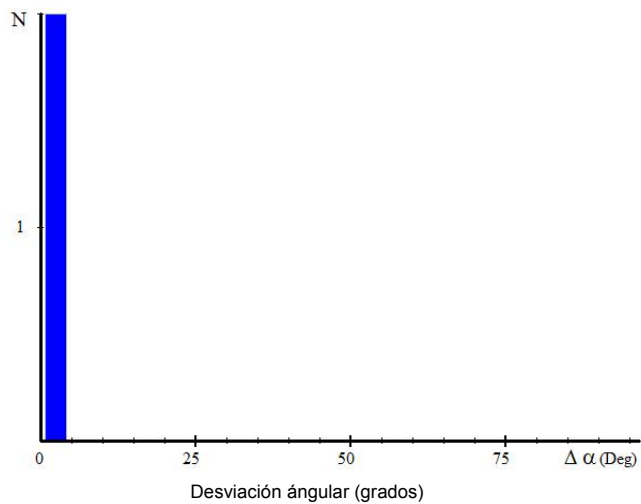


Subpoblación 2

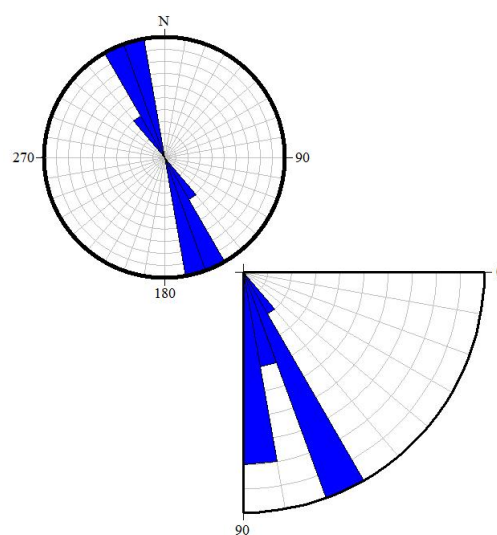
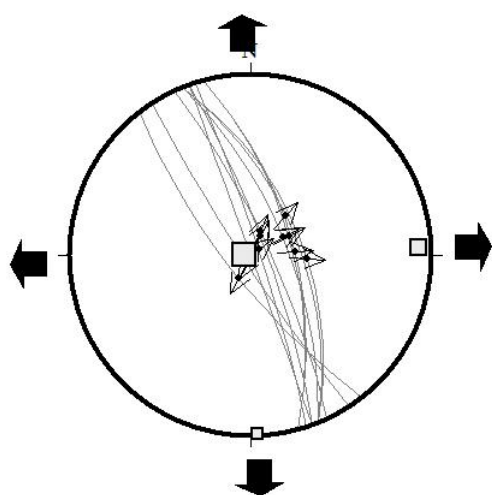


$R = 0$
 σ_1 6/86
 σ_2 153/3
 σ_3 243/2

Desviación media: 3
 Fallas explicadas: 2/37

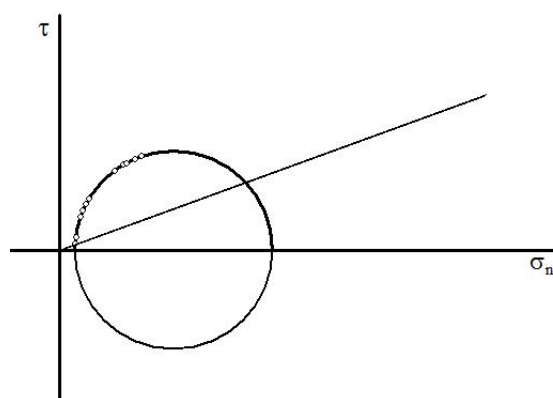
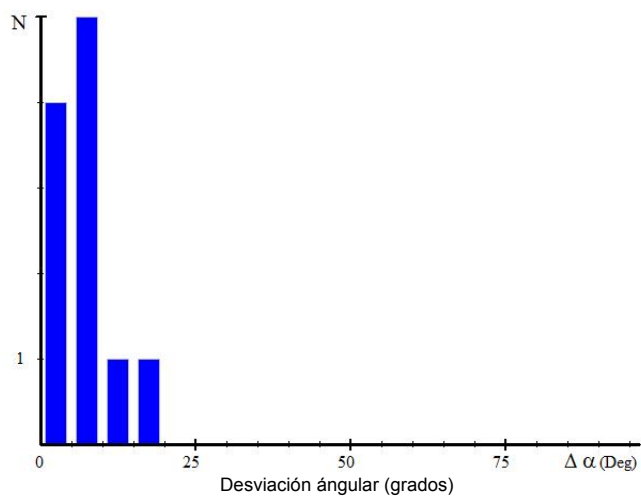


Subpoblación 3

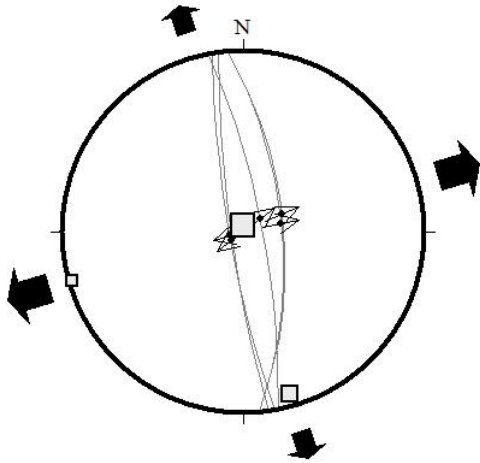


$R = 0$
 σ_1 272/80
 σ_2 88/4
 σ_3 178/0

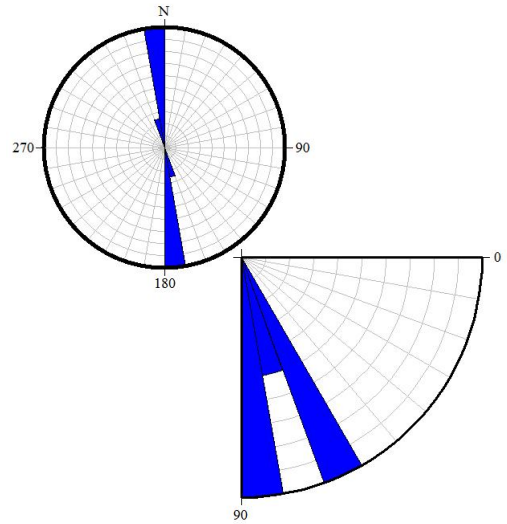
Desviación media: 8
 Fallas explicadas: 12/37



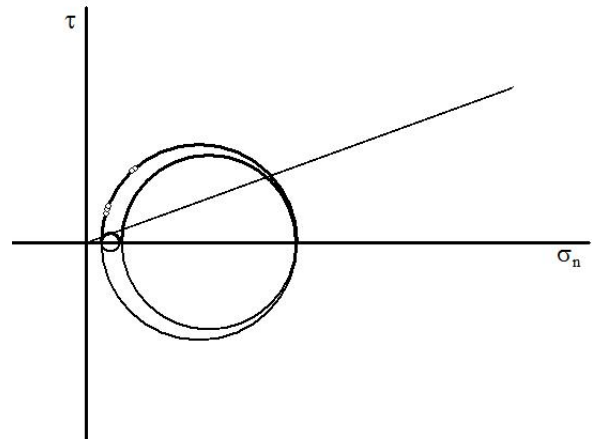
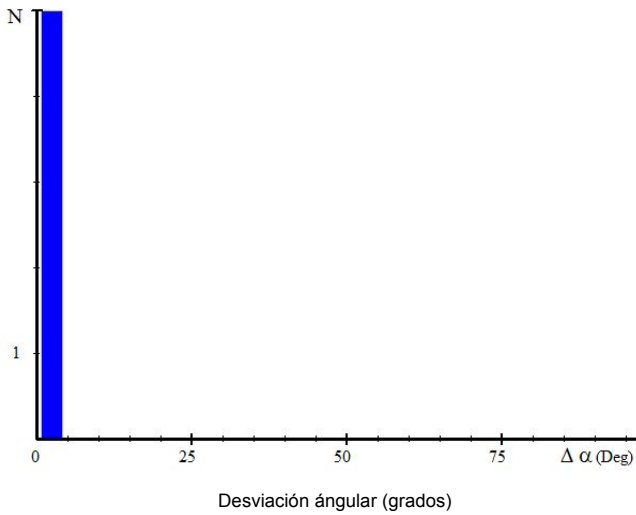
Subpoblación 4



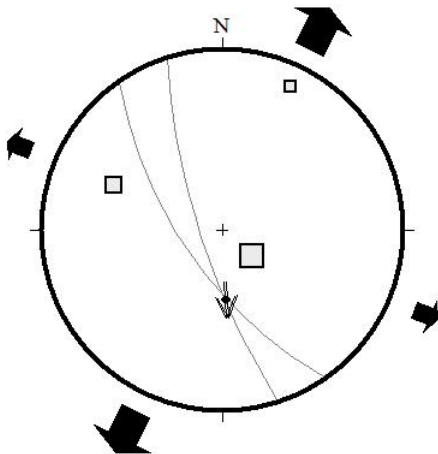
$R = 0.1$
 σ_1 0/86
 σ_2 164/4
 σ_3 254/1



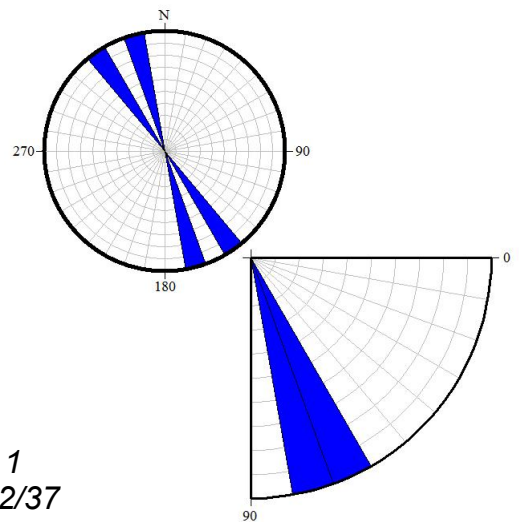
Desviación media: 2
 Fallas explicadas: 5/37



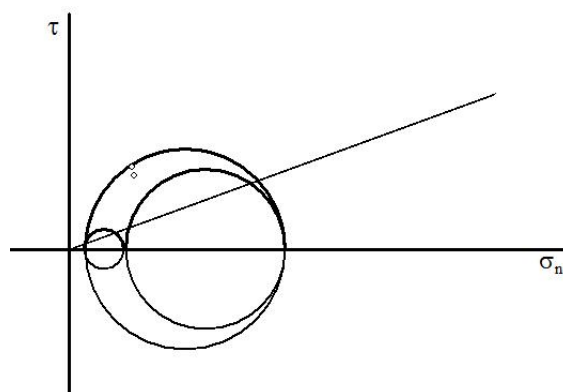
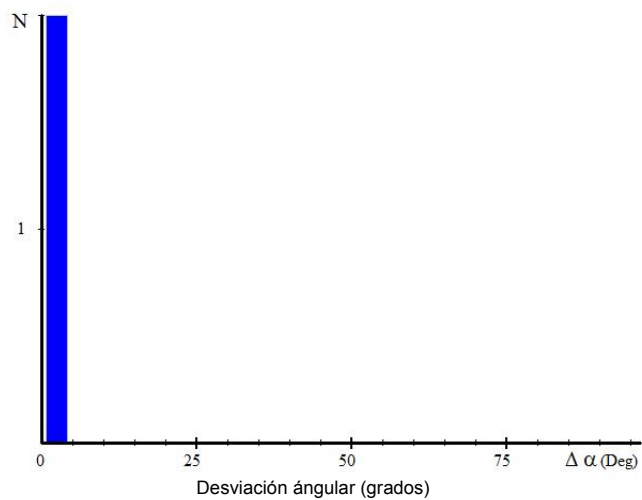
Subpoblación 5



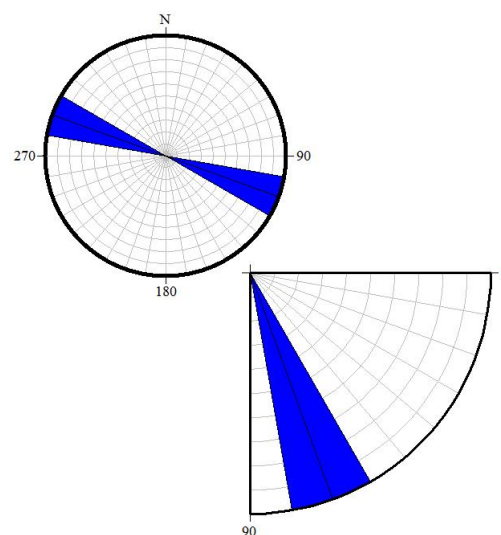
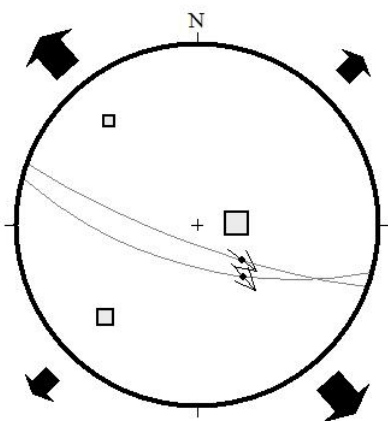
$R = 0.2$
 σ_1 131/65
 σ_2 293/24
 σ_3 26/7



Desviación media: 1
 Fallas explicadas: 2/37

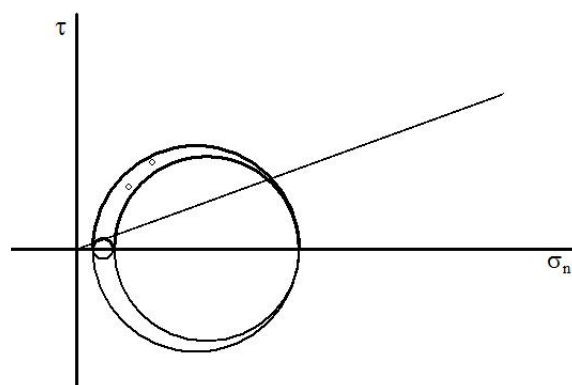
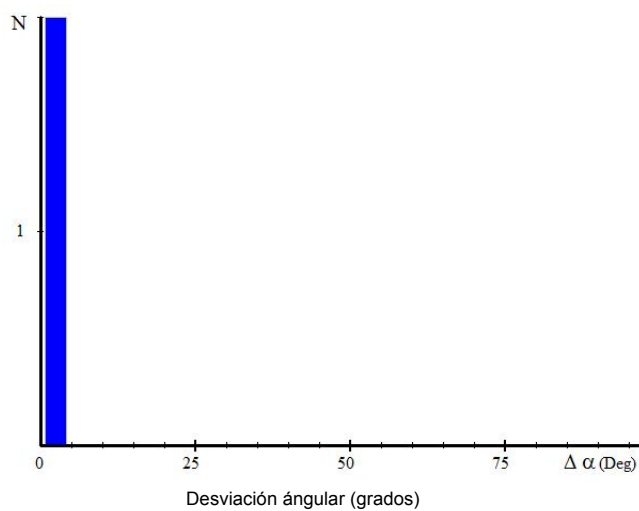


Subpoblación 6

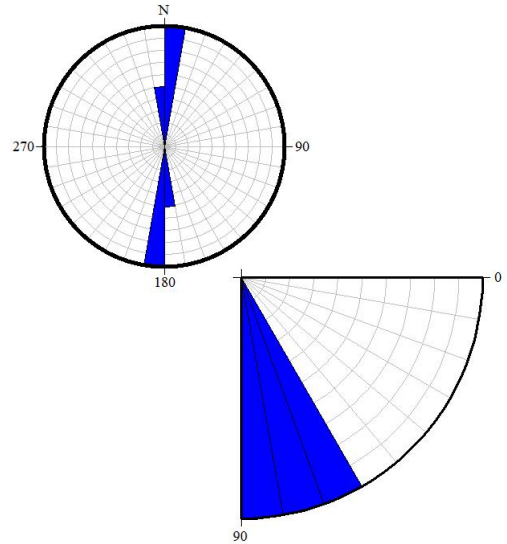
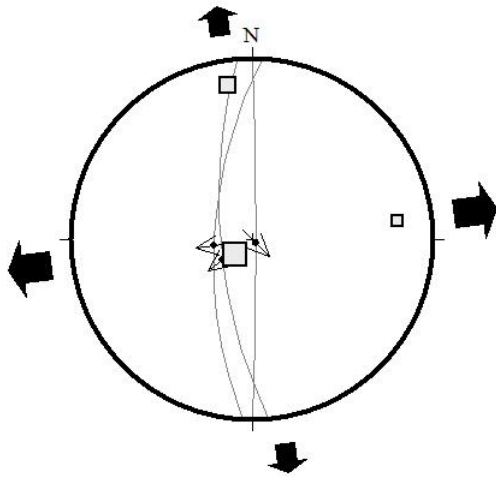


$R = 0.1$
 σ_1 88/65
 σ_2 224/18
 σ_3 320/16

Desviación media: 0
 Fallas explicadas: 2/37

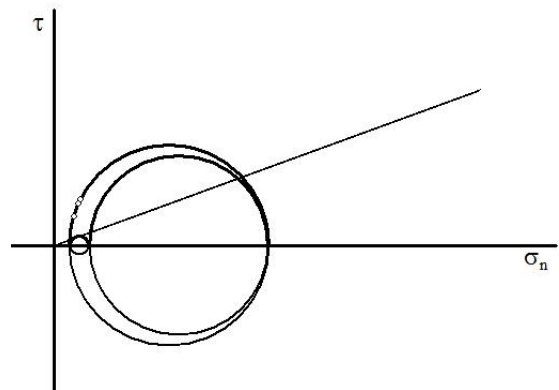
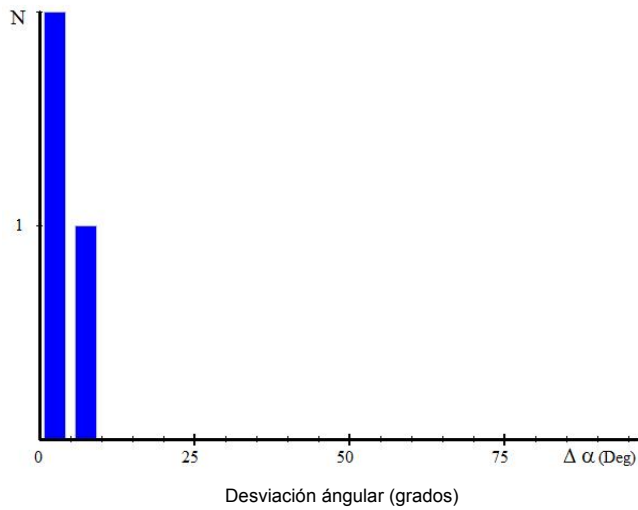


Subpoblación 7



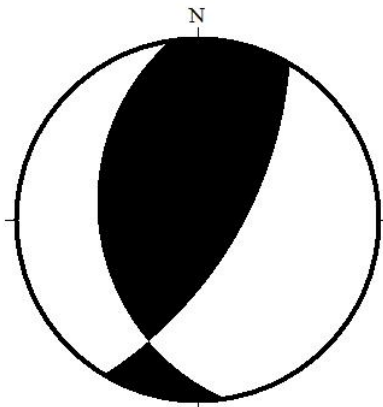
$R = 0.1$
 σ_1 227/75
 σ_2 351/8
 σ_3 83/12

Desviación media: 6
 Fallas explicadas: 3/37



C) Método de los diedros rectos.

Subpoblación 1

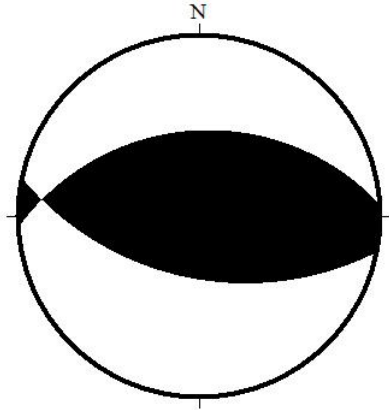


Eje principal máximo:
 Orientación: 337/65
 Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
 Orientación: 106/17
 Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
 Orientación: 202/18

Subpoblación 2

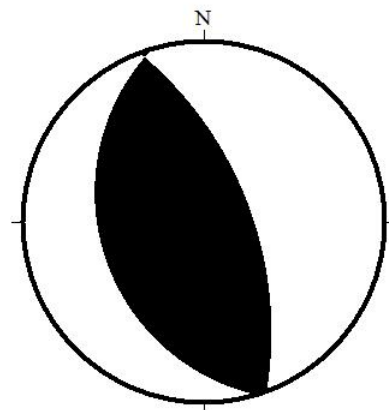


Eje principal máximo:
Orientación: 58/80
Magnitud: 96%

Eje principal mínimo:
Orientación: 185/7
Magnitud: 96%

Eje principal intermedio:
Orientación: 276/8

Subpoblación 3

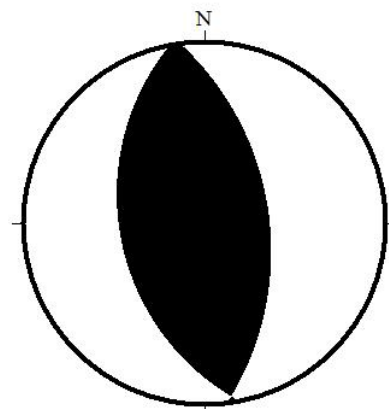


Eje principal máximo:
Orientación: 243/75
Magnitud: 98%

Eje principal mínimo:
Orientación: 71/12
Magnitud: 98%

Eje principal intermedio:
Orientación: 340/2

Subpoblación 4

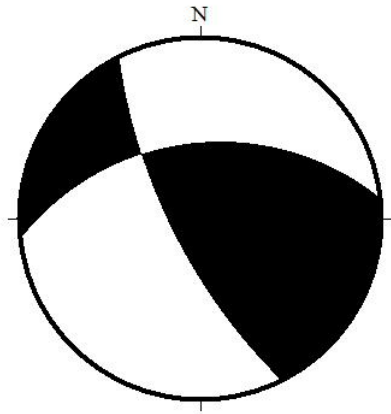


Eje principal máximo:
Orientación: 278/85
Magnitud: 96%

Eje principal mínimo:
Orientación: 81/4
Magnitud: 96%

Eje principal intermedio:
Orientación: 171/2

Subpoblación 5

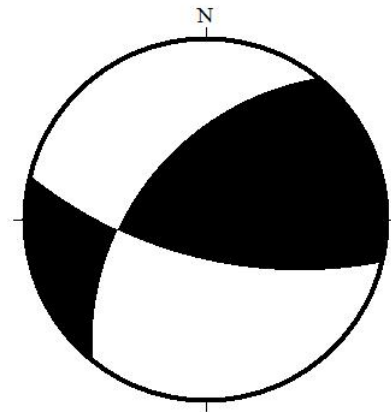


Eje principal máximo:
Orientación: 107/47
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 214/17
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 318/39

Subpoblación 6

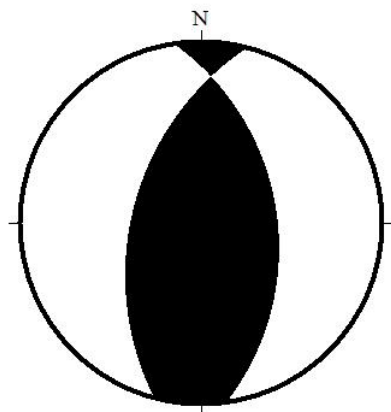


Eje principal máximo:
Orientación: 65/50
Magnitud: 100%

Eje principal mínimo:
Orientación: 162/13
Magnitud: 100%

Eje principal intermedio:
Orientación: 263/38

Subpoblación 7



Eje principal máximo:
Orientación: 173/78
Magnitud: 94%

Eje principal mínimo:
Orientación: 94/0
Magnitud: 94%

Eje principal intermedio:
Orientación: 4/12